

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

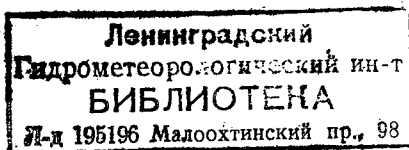
ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

420

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук ПИШКИНА
канд. физ.-мат. наук Ю. А. ДОВГАЛЮК



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1979

Содержатся статьи, посвященные результатам теоретических и экспериментальных исследований физических процессов, происходящих в облаках и обуславливающих фазовые превращения воды и электризацию облаков. Приводятся данные о химическом составе осадков при активных воздействиях, излагаются результаты численного моделирования конвекции над океанами по материалам экспедиции ТРОПЭКС-74, анализируются материалы по исследованию облачных ресурсов для активных воздействий в лесной зоне ЕТС.

Сборник рассчитан на научных сотрудников, работающих в области физики облаков и активных воздействий.

The publication contains papers dealing with the results of theoretical and experimental studies on physical processes occurring in clouds and phase transformations of water and electrization of clouds. Data are given on the chemical composition of precipitation when modifying weather; results are set forth of numerical modeling of convection over oceans using the data of TROPEx-74 expedition; and materials are analyzed on studying cloud resources for weather modification in the forest area of the European Territory of the USSR.

The publication is intended for specialists engaged in physics of clouds and weather modification.

Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина

ИЗМЕНЕНИЕ ЧИСЛА СБЛИЖЕНИЙ КАПЕЛЬ ДОЖДЯ В ПРОЦЕССЕ ВЫПАДЕНИЯ ОСАДКОВ

Введение

В предыдущей работе авторов была проведена оценка числа сближений дождевых капель в осадках различной интенсивности. Так как в процессе выпадения осадков их интенсивность меняется, то интересно было выявить, как изменяется во времени число сближений капель друг с другом, а также определить, в какие моменты процесс сближения происходит наиболее интенсивно и в какие он уменьшается. Выяснить эти вопросы важно, поскольку при сближении заряженных крупных капель осадков могут возникать коронные разряды, являющиеся одной из причин ускоренной электризации гидрометеоров в грозовых облаках [2—4].

Для оценки изменения числа сближений дождевых капель в процессе выпадения осадков в настоящей работе был использован следующий экспериментальный материал.

1. Средние спектры распределения капель дождя за длительный интервал времени, которые описываются функцией Маршалла—Пальмера [7] с коэффициентами И. В. Литвинова и В. В. Цыкунова [1]. При этом нами использовались выделенные Литвиновым и Цыкуновым спектры осадков в первые 15 мин выпадения и спустя 30 мин после их начала.

2. Спектры распределения дождевых капель, полученные авторами в конкретных дождях через каждые 2—5 мин для ливневых осадков и через 20—30 мин для обложных.

Кратко о расчете можно сказать следующее. Число сближений капли радиусом R_1 с каплей радиусом R_2 в единице объема за единицу времени рассчитывалось по формуле:

$$W = \pi (R_1 + R_2 + s)^2 (v_2 - v_1) N_1 N_2, \quad (1)$$

где v_1 и v_2 — скорости падения капель размером R_1 и R_2 , N_1 и N_2 — число частиц размером R_1 и R_2 в единице объема, s — расстояние

между краями капель. Скорость падения капель (в см/с) вычислялась по формуле Крыстанова—Шмидта [5]:

$$v = \frac{10^6}{\frac{0,787}{R^2} + \frac{503}{\sqrt{R}}} \quad (2)$$

Концентрация частиц в настоящей работе определялась по формуле Маршалла—Пальмера в случае средних распределений капель и по данным эксперимента в случае конкретного дождя.

Расчеты числа сближений дождевых капель по средним спектрам распределения капель в дождях

Средний спектр капель, описанный функцией Маршалла—Пальмера, разбивался на 48 частей от $R = 0,2$ мм до $R = 5,0$ мм с интервалом $\Delta R = 0,1$ мм и последовательно рассчитывалось число сближений каждой капли радиусом R_1 с каплями большего размера. Таким образом, в спектре рассматривалось взаимодействие 1175 пар капель спектра, происходящее вследствие существования разности скоростей падения капель различных размеров. Каждый случай соответствовал определенным значениям интенсивности осадков I и расстоянию между краями капель s . От расчета к расчету I бралось равным 0,5, 1, 5 и 10 мм/ч, а s — соответственно 0, 1, 2, 3 и 5 мм.

Концентрация капель определенного интервала размеров, входящая в формулу для вычисления числа сближений капель, определялась путем интегрирования кривой распределения капель в пределах изменения R от $-0,05$ до $+0,05$ мм. Кривая распределения капель описывалась функцией Маршалла—Пальмера с коэффициентами Литвинова и Цыкунова:

$$N = N_0 e^{-\lambda d} \quad (3)$$

где d — диаметр капли; $N_0 = 5,5 \cdot 10^3$; $\lambda = 3,7I^{-0,37}$ для осадков в первые 15 мин выпадения; $N_0 = 1 \cdot 10^4$; $\lambda = 4,3I^{-0,23}$ для осадков спустя 30 мин после их начала.

В настоящей работе были проведены расчеты числа сближений дождевых капель и по среднему распределению размеров капель в осадках, характерному для ночного времени. Ранее авторами подобные расчеты были сделаны для дневных осадков.

В соответствии с результатами работы [4] коэффициенты в распределении Маршалла—Пальмера были взяты следующие: $N_0 = 8 \cdot 10^3$ и $\lambda = 3,8I^{-0,22}$ для дня; $N_0 = 1,4 \cdot 10^4$ и $\lambda = 4,6I^{-0,23}$ для ночи.

Все расчеты выполнялись на машине БЭСМ-6.

В табл. 1 представлены расчетные данные числа сближений для некоторых пар капель. Анализ результатов расчета показывает, что основным фактором, определяющим число сближений дождевых капель, является размер взаимодействующих капель. При этом, чем крупнее капли, тем реже происходит их сближение друг с другом.

Число сближений W для некоторых пар капель

R_1	$l=1 \text{ мм/ч}$				
	R_2				
	1	2	3	4	5

Для $\Delta t=15$ мин, $s=2$ мм

0,2	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-8}$	$1,3 \cdot 10^{-11}$	$1,2 \cdot 10^{-14}$
1		$1,6 \cdot 10^{-8}$	$2,4 \cdot 10^{-11}$	$2,7 \cdot 10^{-14}$	$2,7 \cdot 10^{-17}$
2			$8,5 \cdot 10^{-15}$	$1,3 \cdot 10^{-17}$	$1,4 \cdot 10^{-20}$
3				$4,4 \cdot 10^{-21}$	$6,2 \cdot 10^{-24}$
4					$2,2 \cdot 10^{-27}$

Для $\Delta t=30$ мин, $s=2$ мм

0,2	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$9,1 \cdot 10^{-10}$	$2,8 \cdot 10^{-13}$	$8,0 \cdot 10^{-17}$
1		$1,4 \cdot 10^{-9}$	$6,6 \cdot 10^{-13}$	$2,3 \cdot 10^{-16}$	$6,7 \cdot 10^{-20}$
2			$7,1 \cdot 10^{-17}$	$3,1 \cdot 10^{-20}$	$1,0 \cdot 10^{-23}$
3				$3,3 \cdot 10^{-24}$	$1,4 \cdot 10^{-27}$
4					$\leq 10^{-30}$

R_1	$l=5 \text{ мм/ч}$				
	R_2				
	1	2	3	4	5

Для $\Delta t=15$ мин, $s=2$ мм

0,2	$3,1 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$3,7 \cdot 10^{-7}$
1		$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-8}$
2			$1,3 \cdot 10^{-7}$	$5,4 \cdot 10^{-9}$	$1,6 \cdot 10^{-10}$
3				$5,3 \cdot 10^{-11}$	$2,1 \cdot 10^{-12}$
4					$2,0 \cdot 10^{-14}$

Для $\Delta t=30$ мин, $s=2$ мм

0,2	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-8}$	$7,9 \cdot 10^{-11}$
1		$4,1 \cdot 10^{-6}$	$2,7 \cdot 10^{-8}$	$1,3 \cdot 10^{-10}$	$5,5 \cdot 10^{-13}$
2			$4,1 \cdot 10^{-11}$	$4,0 \cdot 10^{-13}$	$1,2 \cdot 10^{-15}$
3				$3,9 \cdot 10^{-16}$	$2,4 \cdot 10^{-18}$
4					$3,6 \cdot 10^{-21}$

R_1	$I = 10 \text{ мм/ч}$				
	R_2				
	1	2	3	4	5

Для $\Delta t = 15 \text{ мин}$, $s = 2 \text{ мм}$

0,2	$9,3 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$
1		$5,1 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^{-6}$
2			$1,3 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-6}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$
3				$3,4 \cdot 10^{-8}$	$3,3 \cdot 10^{-9}$
4					$8,0 \cdot 10^{-11}$

Для $\Delta t = 30 \text{ мин}$, $s = 2 \text{ мм}$

0,2	$3,2 \cdot 10^{-1}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-5}$	$7,6 \cdot 10^{-7}$	$7,4 \cdot 10^{-9}$
1		$5,6 \cdot 10^{-5}$	$8,9 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-8}$	$1,0 \cdot 10^{-10}$
2			$3,3 \cdot 10^{-9}$	$4,9 \cdot 10^{-11}$	$5,5 \cdot 10^{-13}$
3				$1,8 \cdot 10^{-13}$	$2,6 \cdot 10^{-15}$
4					$9,4 \cdot 10^{-18}$

Например, при интенсивности осадков $I = 1,0 \text{ мм/ч}$ число сближений W мелких капель с мелкими ($R \approx 0,2 \text{ мм}$) составляет около $10^{-1} \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, а крупных капель с крупными ($R \approx 4 \div 5 \text{ мм}$) — около $10^{-27} \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$.

С увеличением интенсивности осадков общее число капель в спектре возрастает в первую очередь за счет увеличения числа крупных капель. В связи с этим уменьшается и диапазон изменения W в зависимости от размера. Так, при интенсивности осадков 10 мм/ч , сближение мелких капель с мелкими имеет порядок $1 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, а крупных капель с крупными — $10^{-11} \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ на первой стадии выпадения осадков (первые 15 мин) и $10^{-18} \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ на второй стадии (через 30 мин после их начала). Такая разница для первой и второй стадий выпадения осадков объясняется тем, что на первой стадии в спектре присутствует больше крупных капель.

Было рассчитано несколько случаев для осадков большой интенсивности, характерной для сильных ливней ($20, 50, 100 \text{ мм/ч}$). Оказалось, что число сближений мелких капель с мелкими увеличивается приблизительно на порядок (до $10 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$), а число сближений для самых крупных капель — на несколько порядков (до $10^{-4} \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$).

Согласно данным лабораторных исследований [1], коронный разряд между заряженными замерзшими и жидкими каплями диаметром $0,7 \div 1,1 \text{ мм}$ наблюдается при расстоянии между ними до $1,5 \text{ мм}$, а для частиц с шероховатой поверхностью — до $2,3 \text{ мм}$.

Расчеты W производились для различных значений расстояния между каплями s . Но наибольший интерес в связи с вышесказанным представлял случай, когда $s = 2 \text{ мм}$. Поэтому в табл. 1 приведены данные, когда s задавалось равным 2 мм .

В предыдущей работе авторов было показано, как изменяется число сближений по сравнению с числом столкновений капель (когда $s = 0$ мм) при различных значениях отношения $\frac{s}{R_1 + R_2}$.

В настоящей работе установлено, что эта зависимость характерна для всех интенсивностей осадков и не меняется со временем в процессе выпадения осадков.

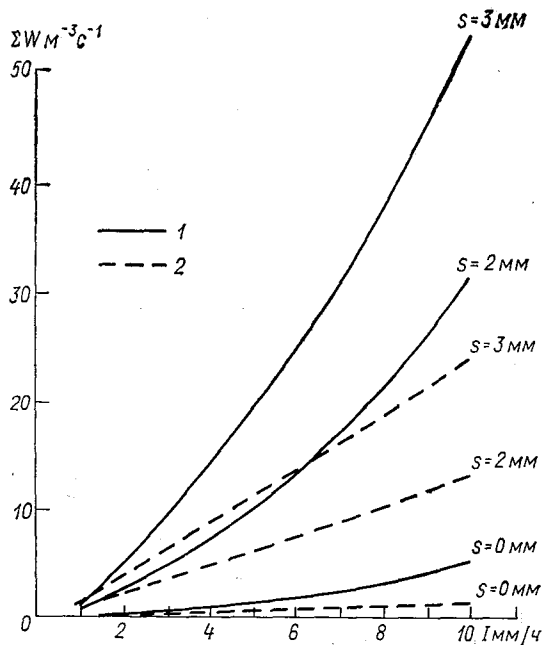


Рис. 1. Суммарное значение ΣW в спектре, в зависимости от I и s .

1 — в первые 15 мин выпадения осадков, 2 — через 30 мин после начала выпадения осадков.

В облачном объеме могут происходить сближения капель самых разных размеров. Интегрируя по всем размерам капель в спектре, можно получить максимально возможное суммарное число сближений различных пар. На рис. 1 представлена серия кривых, каждая из которых описывает зависимость от интенсивности осадков суммарного числа сближений капель в $1 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ при определенном зазоре в первые 15 мин выпадения осадков и через 30 мин после начала их.

При малых значениях интенсивности осадков количество мелких капель в спектре со временем несколько возрастает. Это дает и увеличение суммарного числа сближений капель в спектре. Анализ расчетных данных показывает, что при $I < 1,5 \text{ мм/ч}$ через 30 мин после начала выпадения осадков ΣW увеличивается

приблизительно в 2 раза по сравнению с $\sum W$ в первые 15 мин. При больших интенсивностях осадков основной вклад в осадки дает крупнокапельная часть спектра. Но со временем крупных капель в спектре становится меньше (они раньше выпадают), уменьшается и суммарное число сближений. Расчеты показывают, что W уменьшается при $I \approx 10$ мм/ч в среднем в 2—3 раза.

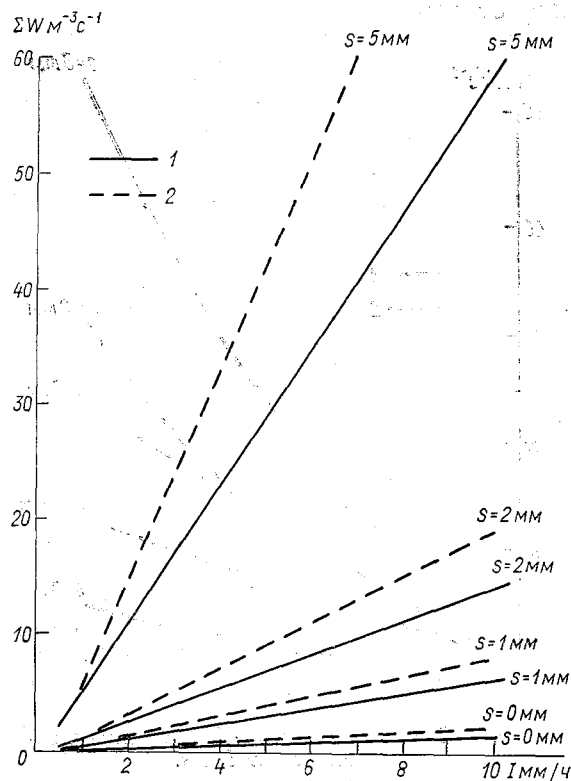


Рис. 2. Суммарное значение W в спектре в зависимости от I и s .

1 — для средних характеристик дневного дождя, 2 — для средних характеристик ночного дождя.

На рис. 2 представлены данные по расчету суммарного числа сближений для средних характеристик дневного и ночного дождя. Сравнение этих данных показывает, что при $I > 2$ мм/ч в ночном дожде суммарное число сближений капель при прочих равных условиях на 25—30% больше, чем в дневном.

Таким образом, расчеты суммарного числа сближений, проведенные на основе средних спектров распределения капель дождя, описанных функцией Маршалла—Пальмера с коэффициентами Литвинова и Цыкунова, показывают, что в осадках большой интен-

сивности, особенно на первой стадии их выпадения, суммарное число сближений достигает существенных значений (примерно 50 в $1 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$). В связи с этим явление коронных разрядов, которое происходит при сближении заряженных капель дождя, также должно иметь достаточно большую повторяемость.

Расчеты числа сближений дождевых капель по спектрам распределения капель в конкретных дождях

В июне—июле 1976 г. в двух пунктах (Ленинград и п. Баксаны МолдССР) нами были произведены измерения спектров дождевых капель. За этот период было отмечено 18 дождей различной интенсивности и продолжительности. Из них была взята 81 проба осадков. При большой интенсивности осадков пробы брались через 2 мин, при средней интенсивности — через 5 мин. В обложных дождях слабой интенсивности и большой длительности (несколько часов) пробы брались через 20—30 мин.

Размеры дождевых капель и их количество определялись методом Бентлея [6]. В спектре дождей, охваченных измерениями, размеры капель находились в пределах 0,2—3 мм для ливневых осадков и 0,2—2 мм для обложных.

По данным о количестве дождевых капель, выпавших на определенную площадь (n_i), была рассчитана концентрация капель различных размеров, находящихся в 1 м^3 столба осадков (N_i). Для этого использовалась формула

$$N_i = \frac{n_i}{S \tau v_i}, \quad (4)$$

где v_i — скорость падения капель среднего размера в данном интервале размеров, рассчитывалась по формуле Крыстанова—Шмидта (2), S — площадь приемной кюветы в мм^2 , τ — продолжительность забора пробы в секундах.

Расчеты показывают, что в проведенных сериях спектральных наблюдений суммарное количество капель дождя в 1 м^3 изменялось от нескольких десятков в слабых обложных до нескольких тысяч в интенсивных ливневых осадках.

В отличие от средних распределений, описываемых экспоненциальной функцией Маршалла—Пальмера, в спектрах реальных ливневых дождей очень часто в начальной стадии выпадения осадков отмечалось наличие двух максимумов. Основной максимум приходился на размеры дождевых капель 0,2—0,5 мм и второй (меньший) — на размер около 1,2 мм. Примеры такого распределения капель по размерам приведены на рис. 3.

Полученный вид спектра можно объяснить следующим образом. На форму спектра дождевых капель, уловленных у земли в начальный момент выпадения осадков, оказывают значительное влияние такие процессы, как испарение капель в подоблачном слое и эффект «опережения» мелких капель крупными. За счет этих процессов в спектре увеличивается количество крупных капель, так

как именно они меньше подвергаются испарению в подоблачном слое и раньше достигают поверхности земли. Таким образом, в спектре может возникнуть второй максимум в области более крупных частиц ($R \approx 1,2$ мм).

Следует отметить, что бимодальное распределение наблюдалось некоторыми исследователями, например Уорнером [8], уже в спек-

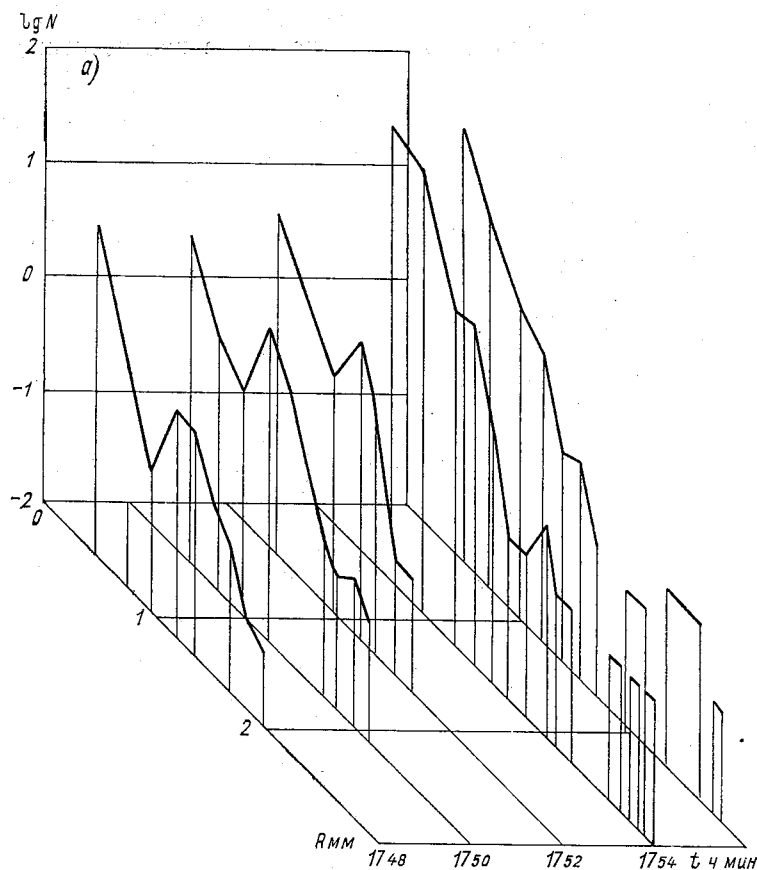


Рис. 3. Распределение капель по размерам в различные моменты

времени облачных частиц. Уорнер предполагал, что это связано с перемешиванием облачного воздуха с окружающей средой. Такой спектр, сформировавшийся в облаке, изменяется в дальнейшем опять же в сторону увеличения числа крупных капель. Со временем эффекты опережения и испарения ослабевают и второй максимум в спектре уменьшается. В некоторых осадках этот максимум прослеживается достаточно долго, почти на протяжении всего дождя, например, в осадках 29 июля (п. Баксаны) в течение 1 ч (рис. 3 б).

В обложных осадках кривые распределения капель по размерам

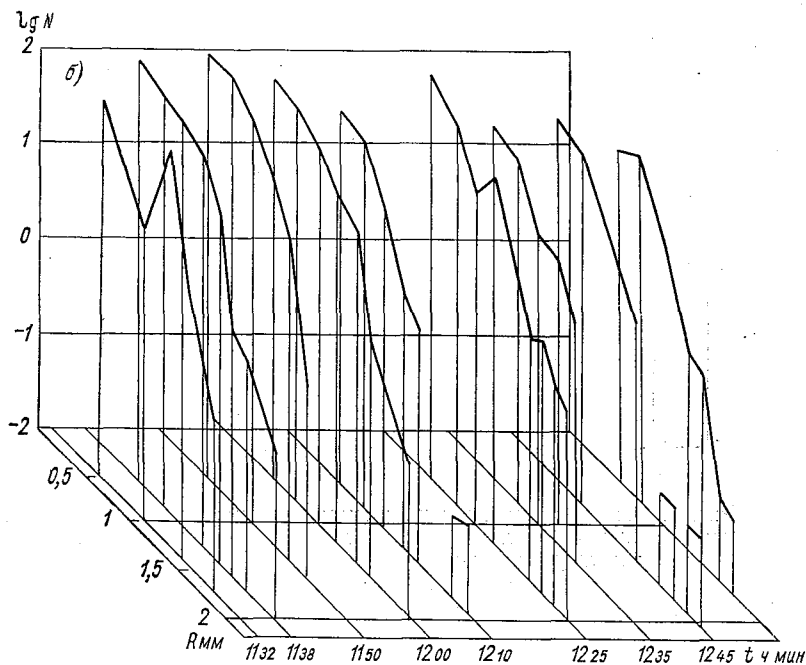
мало менялись в процессе выпадения осадков. При этом практически во всех измерениях максимальная концентрация отмечалась не у самых мелких капель спектра, а у капель с $R = 0,7 \div 0,8$ мм.

По данным о спектре дождевых капель рассчитывалась интенсивность осадков в момент забора пробы осадков. Для этого использовалась формула

$$I = \frac{600\pi}{10^6 S \tau} \sum d_i^3 n_i, \quad (5)$$

где d_i — средний диаметр капель дождя в данном интервале размеров в мм.

Интенсивность измеренных осадков менялась в пределах от 0,4 до 156 мм/ч. В основном измерения относились к осадкам доста-



ты выпадения осадков для ливневых дождей 20 июля (а) и 29 июля (б).

точно большой интенсивности: 60% случаев приходилось на интенсивность осадков более 5 мм/ч, 30% — на интенсивность более 10 мм/ч и 7,6% — на интенсивность более 50 мм/ч.

Проведенные измерения выявили некоторую периодичность в процессах осадкообразования. Появление в спектрах осадков более крупных капель, увеличение общего количества частиц дождя и усиление интенсивности осадков имели периодичность в среднем 20—30 мин для ливневых осадков и около 60 мин для обложных.

Экспериментальные данные по спектрам капель в конкретных дождях были использованы для расчета числа сближений дождевых капель. В формулу (1) вводились значения концентрации капель в единице объема N_i . Был рассмотрен случай, когда $s = 2$ мм. Расчеты числа сближений производились на машине БЭСМ-6, что позволило обработать достаточно большой экспериментальный материал.

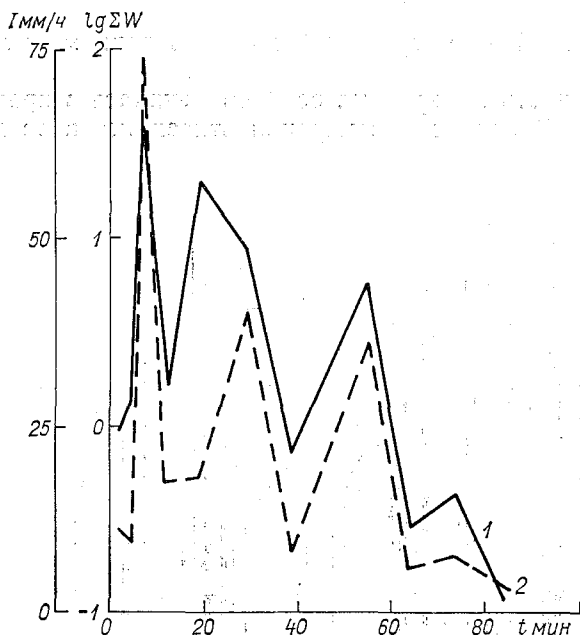


Рис. 4. Изменение во времени суммарного значения сближений дождевых капель друг с другом для ливневого дождя (29 июля).

1 — число сближений дождевых капель, 2 — интенсивность осадков.

На рис. 4 и 5 представлены примеры результатов расчета суммарных значений сближений дождевых капель друг с другом для ливневого и обложного дождей. Эти данные свидетельствуют о том, что в процессе сближения капель отмечаются как усиления, так и ослабления. Например, в дожде 29 июля суммарное число сближений изменялось от 10^{-1} до $10^2 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, т. е. на три порядка. Как показали расчеты, в продолжительных осадках изменение величины ΣW имеет периодический характер. Это видно и из примеров, приведенных на рис. 4 и 5. В ливневых осадках длительность периода в среднем составляет 20—30 мин, в обложных осадках — около 1 ч. При большой интенсивности осадков ($I \approx 100 \text{ мм/ч}$) суммарное число сближений достигает значений порядка $100 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$.

Так, в дожде 26 июля, через 16 мин после начала выпадения осадков величина $\sum W$ достигала значения $156 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$.

При сопоставлении временного хода суммарного числа сближений и интенсивности осадков видно, как тесно связаны друг с другом эти параметры.

Изменение во времени концентрации капель разных размеров, а следовательно, и таких параметров, как $\sum W$ и I , по-видимому, можно объяснить не только микрофизическими причинами, но также и макрофизическими: импульсным развитием облака, перемешиванием облачного воздуха с окружающей средой.

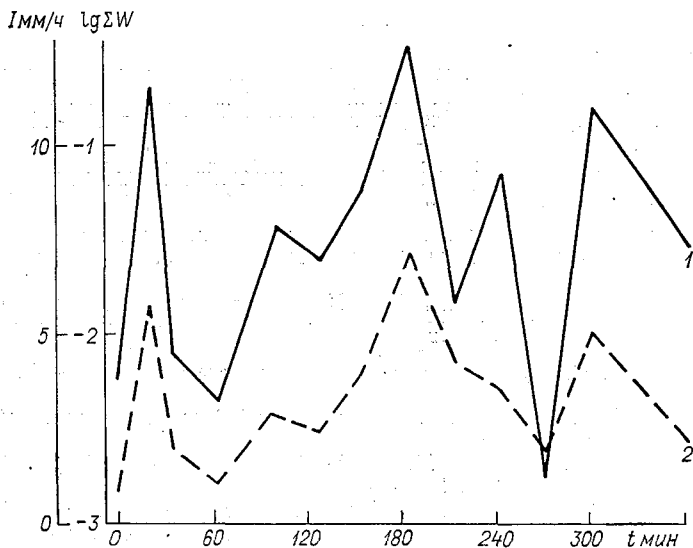


Рис. 5. Изменение во времени суммарного значения сближений дождевых капель друг с другом для обложного дождя (2 августа).

1 — число сближений дождевых капель, 2 — интенсивность осадков.

Рассмотренные в первой части настоящей работы спектры распределений дождевых капель получены в результате осреднения отдельных измерений за длительный интервал времени. Расчеты $\sum W$ для первых 15 мин выпадения осадков и спустя 30 мин после их начала дают среднюю картину для того или иного момента времени, но не выявляют временного изменения количества сближения капель. Оценить это изменение позволили расчеты с использованием данных измерений в конкретных дождях.

Заключение

Привлечение экспериментального материала по распределению дождевых капель по размерам в конкретных дождях к расчетам числа сближения капель позволило выявить периодичность во

временном изменении последних. В ливневых осадках была отмечена длительность периода в среднем 20—30 мин, в обложных — около 1 ч.

В ливневых осадках большой интенсивности ($I \approx 100$ мм/ч) суммарное число сближений дождевых капель друг с другом может достигать больших значений (примерно $150 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$). Таким образом, можно предположить, что в грозах и осадках большой интенсивности в отдельные моменты сильно возрастает вероятность возникновения коронных разрядов между падающими заряженными каплями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Литвинов И. В., Цыкунов В. В. Средние спектры распределения капель в дождях центра Европейской территории СССР и их относительная изменчивость при различных условиях выпадения осадков.— Метеорология и гидрология, 1971, № 5, с. 30—37.
2. Першина Т. А., Шишкин Н. С. Исследование заряжения кристаллического тумана в поле коронного разряда между замерзшими каплями.— Тр. ГГО, 1976, вып. 372, с. 22—27.
3. Шишкин Н. С. О максимально возможной электризации облаков при наличии коронных разрядов между падающими частицами осадков.— Тр. ГГО, 1974, вып. 290, с. 16—20.
4. Шишкин Н. С., Першина Т. А. Исследование заряжения капель тумана при наличии коронных разрядов между заряженными крупными каплями.— Тр. ГГО, 1973, вып. 302, с. 55—61.
5. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество.— Л.: Гидрометеоздат, 1964. 401 с.
6. Bentley W. A. Studies of raindrops and raindrop phenomena.— Mon. Wea. Rev. 1904, 32, p. 450—458.
7. Marshall I. S., Palmer M. K. The distribution on raindrops with size.— J. Met. 1948, vol. 5, N 4, p. 165—168.
8. Warner I. The microstructure of cumulus cloud. Part I. General features of the droplet spectrum. J. Atm. Sci., 1969, vol. 26, N 5, p. 2—11.

В. В. Клинго, В. В. Шлыков

**ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ
ГОМОГЕННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ
ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫХ ВОДЯНЫХ КАПЕЛЬ,
НАХОДЯЩИХСЯ В ПОСТОЯННОМ ОДНОРОДНОМ
ЭЛЕКТРИЧЕСКОМ ПОЛЕ**

Введение

Изучение влияния электрического поля на кристаллизацию переохлажденных капель имеет непосредственную связь с описанием осадкообразования в облаках. Действительно, хорошо известно, например [10], что рост ледяной фазы в окружении жидких капель происходит значительно быстрее, чем конденсационный рост облачных капель. Отсюда изменение интенсивности образования ледяных частиц должно сказываться и на скорости процесса осадкообразования.

В случае гомофазной кристаллизации капель через образование зародыша или комплексов молекул с ван-дер-ваальсовскими силами взаимодействия между ними [6] представляется очевидным, что переход от жидкого состояния к кристаллическому является переходом от состояния меньшей упорядоченности к состоянию большей упорядоченности. Электрическое поле приводит к большей упорядоченности системы как совокупности электрических диполей. Следовательно, поле должно влиять на фазовый переход, и речь может идти только о количественной стороне этого влияния при значениях напряженности поля, которое формируется в кучевых облаках.

Известны экспериментальные работы по исследованию влияния электрического поля на фазовый переход переохлажденной воды из жидкого термодинамически неустойчивого состояния в кристаллическое [12, 13, 15—19].

В работах [12, 16—19] такое влияние было обнаружено. В [12] найдено, что замерзание капель в сильном электрическом поле (значения его приведены также в [4, 10]) вызвано разрушением поверхности капель. В [13] делается вывод об отсутствии влияния

поля на замерзание воды, предварительно загрязненной различными ядрами.

Нужно отметить, что некоторые авторы [16] полагают, что поле действует опосредованно через примеси, содержащиеся в воде, или материал подложки, на которой располагались капли.

В ряде работ [3, 17] высказываются общие предположения о непосредственном влиянии электрического поля на кристаллизацию воды.

В нашу задачу входит теоретическое нахождение связи вероятности образования зародыша льда внутри переохлажденной капли и на ее поверхности с величиной напряженности внешнего постоянного и однородного электрического поля.

При этом мы исходим из известных представлений об образовании зародыша кристаллической фазы, дополняя их учетом взаимодействия электрического поля с диэлектриком на основе термодинамики диэлектриков.

**Степень точности сопоставления
результатов теоретических вычислений
экспериментально найденным величинам,
характеризующим кристаллизацию капель**

Прежде чем перейти к выводу расчетных формул кристаллизации переохлажденных капель в электрическом поле, остановимся кратко на том, что измеряется в эксперименте и что может быть теоретически определено.

Наблюдаемой величиной является число капель, замерзших в определенном интервале времени или температуры. По [1] эта величина, отнесенная к единице времени и объема, есть вероятность гомофазного образования гетерофазных зародышей $\Omega(T)$. Она зависит от температуры.

Теоретически же вычисляется вероятность образования одного или нескольких зародышей. Получим ее общее выражение.

Разделим исходную метастабильную систему на полный набор состояний по величине энергии возбуждения $E_n = nE_0$, где E_0 — энергия образования одного зародыша, n — целое число; $E_n \leq E < E_{n+1}$. Состояние с $n = 0$ означает, что система не достигла степени возбуждения, необходимого для образования даже одного зародыша, т. е. система находится в исходном жидком состоянии. Ясно, что $n = 1$ соответствует состоянию с одним зародышем и т. д.

Вероятность перехода системы в состояние с энергией E_n можно записать в виде

$$W_n = C_0 e^{-E_n/kT}, \quad (1)$$

где C_0 определяется из условия нормировки

$$\sum_n W_n = 1$$

и равно

$$C_0 = 1 - e^{-E_0/kT}. \quad (2)$$

Из (1) и (2) следует, что вероятность образования зародышей будет

$$W_n = (1 - e^{-E_0/kT}) e^{-E_n/kT}. \quad (3)$$

Формула (3) при $n = 0$ дает вероятность сохранения метастабильного состояния:

$$W_0 = 1 - e^{-E_0/kT}. \quad (3')$$

А вероятность образования по крайней мере одного зародыша

$$W_{кр} = 1 - W_0 = e^{-E_0/kT}. \quad (4)$$

Обычно предполагается, например в [1] для кристаллизации и в [5] для конденсации, пропорциональность между $\Omega(T)$ и $W_{кр}$:

$$\Omega(T) = C W_{кр}, \quad (5)$$

где C — коэффициент пропорциональности (в $\text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$), по предположению не зависящий от T и других параметров процесса. Значение C может быть определено только экспериментально.

Кроме того, в [1, 2] правая часть (4) умножается на

$$e^{-u/kT}, \quad (6)$$

где u — энергия активации. В этих работах подчеркивается, что прямых методов измерения u нет и энергия активации превращается просто в «подгоночный параметр».

Введение множителя (6) может интерпретироваться так: термодинамическое соотношение для образования зародыша реализуется только для молекул, преодолевших некий потенциальный барьер, характеризующийся энергией активации u .

Следовательно, вероятность образования зародыша представляет собой произведение вероятностей образования комплекса молекул, вышедших из потенциальной ямы, и перехода молекул в кристаллическое состояние. Однако в [1] u отнесено к одной молекуле, что физически неясно, ибо каждая из молекул должна преодолеть потенциальный барьер, чтобы войти в состав кристаллического зародыша.

Заметим, что простое добавление энергии активации к энергии образования зародыша невозможно. В самом деле, из (1) имеем

$$W_n = C_0 e^{-E_n/kT - u/kT}. \quad (7)$$

После определения C_0 из условий нормировки энергия активации просто выпадает.

Не ставя себе задачей более детальный анализ введения u в форму (6) в (4) и выявление физического смысла u в процессе кристаллизации, а просто принимая (4) с (6), приходим к выводу, что теоретически в (5) может быть определен только один множитель $W_{кр}$.

Таким образом, экспериментальные факты по кристаллизации капель в описанном представлении принципиально могут быть

оценены лишь с точностью до множителя. Вместе с тем, вычисление $W_{кр}$ позволяет находить отношения $\Omega(T)$ при различных значениях температуры.

Запишем выражение (4) для вероятности образования зародыша через свободную энергию

$$E_0 = -A = \Delta F = F_3 - F_2, \quad (8)$$

где F_3, F_2 — свободная энергия в конечном и начальном состояниях.

Знак минус означает, что работа совершается над системой. Процесс предполагается изотермическим, во всяком случае до момента образования зародыша.

В свою очередь свободную энергию выразим через термодинамический потенциал Z :

$$F_i = Z_i - \sum_i A_{l_i} a_{l_i}, \quad (9)$$

где A_{l_i}, a_{l_i} — соответственно интенсивный и экстенсивный параметры, произведением которых выражается работа, связанная с процессом, которому приписан индекс l .

Кристаллизация через образование объемного зародыша внутри переохлажденной капли

Рассмотрим кристаллический зародыш радиуса r внутри капли, в котором содержится $\frac{4}{3} \pi r^3 \frac{A}{m} \rho_3$ молекул (A — число Авогадро, m — молекулярная масса воды, ρ_3 — плотность льда). Далее индексы 1, 2 и 3 будем относить соответственно к газу, жидкости и твердой фазе.

Из (8) и (9) получим:

$$E_0 = R = (\mu_3 - \mu_2) \cdot \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_3 \frac{A}{m} - \sum_{l_3} A_{l_3} a_{l_3} + \sum_{l_2} A_{l_2} a_{l_2}, \quad (10)$$

μ_i — химический потенциал соответствующей фазы как отношение термодинамического потенциала к числу частиц в этой фазе.

При записи выражений для работы руководствуемся правилом: работе, совершаемой над системой, которая приводит к увеличению энергии системы, приписываем знак минус, а работе, уменьшающей энергию системы, — знак плюс.

Образование поверхности кристалл—жидкость требует производства работы против сил поверхностного натяжения. Значит, в первой сумме будет член

$$4\pi r^2 \sigma_{23}, \quad (11)$$

в котором σ_{23} — коэффициент поверхностного натяжения.

Включение электрического поля приводит к уменьшению энергии системы. Действительно, твердые электрические диполи в жидкой и кристаллической фазах частично ориентируются в поле.

Потенциальная энергия одного диполя в поле напряженности E

$$V = -E p_i \cos \theta, \quad (12)$$

где p_i — электрический момент диполя, θ — угол между векторами E и p_i .

Энергия электрического поля для изотропного диэлектрика (не сегнетоэлектрика) будет

$$\frac{\epsilon_l E_l^2}{8\pi}. \quad (13)$$

Учитывая (12) и (13) в (10), получим

$$-\sum_{l_3} A_{l_3} a_{l_3} + \sum_{l_2} A_{l_2} a_{l_2} = 4\pi r^2 \sigma_{23} - \frac{4}{3} \pi r^3 \frac{1}{8\pi} \left[\epsilon_3 E_3^2 - \epsilon_2 E_2^2 \frac{\rho_3}{\rho_2} \right]. \quad (14)$$

Поскольку объем кристаллической фазы будет больше, чем первоначальный объем воды, то введен множитель $\frac{\rho_3}{\rho_2}$ — отношение плотности льда к плотности воды при рассматриваемой температуре.

Выражения для полей E_2 в капле и E_3 в зародыше, как диэлектрических шаров в постоянном внешнем поле (см., например, [8]), имеют вид:

$$E_2 = \frac{3\epsilon_1}{2\epsilon_1 + \epsilon_2} E_1; \quad E_3 = \frac{3\epsilon_2}{2\epsilon_2 + \epsilon_3} E_2. \quad (15)$$

С помощью обычной процедуры находим минимальный размер зародыша $r_{\min}$ и минимальную энергию его образования $R_{\min}$:

$$r_{\min} = \frac{2\sigma_{23}}{\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} + \xi},$$

$$R_{\min} = \frac{16\pi}{3} \sigma_{23}^3 \frac{1}{\left[\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} + \xi \right]^2}, \quad (16)$$

где $L = L_0 \frac{A}{m}$, L_0 — скрытая теплота плавления льда, отнесенная к одной молекуле. Для сокращения введено обозначение

$$\frac{1}{8\pi} \left[\epsilon_3 E_3^2 - \epsilon_2 E_2^2 \frac{\rho_3}{\rho_2} \right] = \xi. \quad (17)$$

Легко установить условия, при которых $\xi > 0$, а значит наличие поля уменьшает $r_{\min}$ и $R_{\min}$, т. е. увеличивает вероятность кристаллизации переохлажденной воды. Эти условия таковы:

$$\epsilon_2 > 0,19\epsilon_3, \quad \epsilon_2 < 1,31\epsilon_3 \quad \text{при} \quad \rho_3 \approx 0,9, \quad (18)$$

т. е. при известном ρ_3 определяются только соотношением диэлектрических проницаемостей фаз.

Наконец, из (4—6) и (16) отношение вероятностей образования зародыша при наличии поля и без него внутри объема V переохлажденной капли равно

$$\frac{\Omega_E^V}{\Omega^V} = \frac{C_E}{C} \frac{e^{-u_E/kT}}{e^{-u/kT}} \frac{W_{кр. E}}{W_{кр}}. \quad (19)$$

Индекс E приписан выражениям с полем.
Если

$$\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} \gg \xi,$$

$$C_E \approx C, \quad u_E \approx u, \quad (20)$$

то (19) превращается в

$$\frac{\Omega_E^V}{\Omega^V} \approx \exp \left\{ \frac{\frac{16\pi}{3} \sigma_{23}^3 \cdot 2\xi}{kT \left[\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} \right]^3} \right\}. \quad (21)$$

Как уже было сказано, строгую теоретическую оценку первым двум отношениям в (19) дать невозможно. Однако представляется правдоподобным считать, что, поскольку u определяется молекулярным взаимодействием, а электрическое поле (во всяком случае при рассматриваемых напряжениях) очень слабо связывает тепловое движение молекул $p_i E \ll kT$, то u не может ощутимо меняться в электрическом поле. Коэффициент C получается после обработки результатов измерения $\Omega(T)$. Отсюда и степень изменения C должна быть связана с изменением Ω . Следовательно, при сделанных допущениях (20) только заметное отличие от единицы множителя с экспонентой в формуле (21), определяемого теоретически, и даст основание констатировать заметное влияние электрического поля на кристаллизацию переохлажденной воды.

Кристаллизация через образование зародыша на поверхности переохлажденной капли

По аналогии с кристаллизацией в объеме рассмотрим кристаллизацию при образовании зародыша на поверхности переохлажденной капли. Выберем цилиндрическую форму зародыша с радиусом r и высотой h . Далее находим r при заданном h , так чтобы рост зародыша был термодинамически выгоден.

Из (8), (9) и (12) запишем работу образования такого цилиндрического зародыша

$$R = \pi r^2 h \rho_3 \frac{A}{m} (\mu_3 - \mu_2) + \pi r^2 \sigma_{13} + \pi r^2 \sigma_{23} + 2\pi r h \sigma_{23} - \pi r^2 \sigma_{12} - \pi r^2 h_0 \frac{A}{m} \rho_3 E_2 [p_3 \cos \theta_3 - p_2 \cos \theta_2]. \quad (22)$$

В последнем члене (22) вместо h берется величина h_0 . Ее смысл таков. Напряженность электрического поля системы, внешнее по-

стоянное электрическое поле—диэлектрический шар изменяется от наибольшего значения на внешней поверхности шара до наименьшего значения внутри шара [8]. Очевидно, что при переходе через поверхность шара изменение поля происходит в некотором слое конечной (хотя и очень малой) толщины. Мы принимаем эту толщину h_0 равной $3 \cdot 10^{-8}$ см, что соответствует мономолекулярному слою воды [6]. Другими словами, считается, что по крайней мере в этой толщине напряженность электрического поля равняется напряженности поля у внешней поверхности шара, т. е. поляризованный на поверхности шара заряд не оказывает ослабляющего действия.

Действием ослабленного поля в слое $h - h_0$ мы пренебрегаем; оно будет таким же, как в случае образования зародыша в объеме шара.

Напряженность электрического поля на внешней поверхности капли выбираем как максимальное значение у поверхности диэлектрического шара [8]:

$$E_{\text{пов}} = E_2 = \frac{3\varepsilon_2}{\varepsilon_2 + 2} E_0, \quad (23)$$

где E_0 — постоянное внешнее поле вдали от капли. Вкраплением на поверхности кристаллического зародыша с диэлектрической проницаемостью ε_3 пренебрегаем, так как $\frac{\varepsilon_3}{\varepsilon_2} \approx 1,1$.

Естественно считать, что $\overline{\cos \theta_i}$ для мономолекулярного слоя поверхности капли будет во всяком случае меньше, чем в объеме диэлектрика, ибо этот слой испытывает одностороннее воздействие со стороны диэлектрика, препятствующего тепловому движению молекул-диполей.

Однако поскольку теоретически найти $\overline{\cos \theta_i}$ для диполей на поверхности достаточно сложно, то заменим $\overline{\cos \theta_i}$ его значением внутри диэлектрика, но значение напряженности поля берем таким же, как на поверхности. Для этого выразим $\overline{\cos \theta_i}$ через фактически измеряемые диэлектрические проницаемости.

Запишем связь ε со средним дипольным моментом $\bar{P}$ единицы объема среды:

$$\varepsilon = 1 + \frac{4\pi\bar{P}}{E_2}.$$

Заменяя

$$\varepsilon_i = 1 + \frac{4\pi}{E_2} \frac{A}{m} \rho_3 p_i \overline{\cos \theta_i}, \quad (24)$$

получаем

$$\overline{\cos \theta_i} = \frac{(\varepsilon_i - 1) E_2 m}{4\pi A p_i \rho_3}. \quad (25)$$

Приравнявая нулю производную по r выражения (22), находим с учетом (25) минимальный радиус зародыша:

$$r_{\min} = \frac{h\sigma_{23}}{h\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} - \sigma_{13} - \sigma_{23} + \sigma_{12} + h\eta}, \quad (26)$$

где

$$\eta = \frac{9E_0^2}{4\pi} \left(\frac{\epsilon_2}{\epsilon_2 + 2} \right)^2 \left[\epsilon_3 - 1 - (\epsilon_2 - 1) \frac{\rho_3}{\rho_2} \right].$$

Поскольку $r_{\min} > 0$, то это налагает условие на h :

$$h > \frac{\sigma_{13} + \sigma_{23} - \sigma_{12}}{\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} + \eta}. \quad (27)$$

Подставляя $r_{\min}$ из (26) в (22), получим выражение для энергии образования одного зародыша

$$R = \pi r_{\min} h \sigma_{23}. \quad (28)$$

Связь между наблюдаемой вероятностью замерзания капель, которая теперь должна относиться к поверхности S , и теоретически полученной вероятностью образования зародыша, подобно (5), будет иметь вид

$$\Omega^S(T) = C_S W_{\text{кр}} e^{-u/kT}, \quad (29)$$

где C_S выражается в $\text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

Если член с электрическим полем мал по сравнению с суммой остальных четырех членов, то отношение числа замерзших капель в электрическом поле к числу замерзших капель без поля принимает вид

$$\frac{\Omega_E^S}{\Omega^S} = \frac{C_{SE}}{C_S} \frac{e^{-u_E/kT}}{e^{-u/kT}} \exp \left\{ \frac{\pi h^2 h_0^2 \sigma_{23}^2 \eta}{kT \left(h\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} - \sigma_{13} - \sigma_{23} + \sigma_{12} \right)^2} \right\}. \quad (30)$$

По тем же соображениям, которые были изложены применительно к кристаллизации через объемный зародыш, будем считать, что отношение в левой части определяется прежде всего экспонентой в правой части.

Рассмотрим вероятность образования другой формы зародыша на поверхности капли — полусферической. Если считать, что внешнее электрическое поле сохраняется в диэлектрике до глубины h_0 от его поверхности, как и в случае цилиндрического зародыша, то выражение для энергии образования зародыша принимает вид

$$R = \frac{1}{2} \cdot \frac{4}{3} \cdot \pi r^3 \rho_3 \frac{A}{m} L_0 \ln \frac{T_0}{T} + \pi r^2 \sigma_{13} - \pi r^2 \sigma_{12} + \frac{1}{2} \cdot 4\pi r^2 \sigma_{23} - \\ - \frac{A}{m} \rho_3 V_{h_0}(r) E_2 (\overline{p_3 \cos \theta_3} - \overline{p_2 \cos \theta_2}), \quad (31)$$

где $V_{h_0} = \pi r^2 h_0 - \frac{\pi}{3} h_0^3 \approx \pi r^2 h_0$ — объем части сферы до глубины $h_0 = 3 \cdot 10^{-8}$ см, E_2 взято по (23).

При подстановке средних значений косинусов из (25) в (31) последний член превращается в

$$-\frac{V_{h_0}(r)}{4\pi} E_2^2 \left[\epsilon_3 - 1 - (\epsilon_2 - 1) \frac{\rho_3}{\rho_2} \right] \quad (32)$$

и

$$r_{\min} = \frac{2\pi(\sigma_{13} - \sigma_{12} + 2\sigma_{23}) - \frac{h_0}{2} E_2^2 \left[\epsilon_3 - 1 - (\epsilon_2 - 1) \frac{\rho_3}{\rho_2} \right]}{2\pi\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T}}. \quad (33)$$

С учетом (33) выражение для энергии образования зародыша принимает вид

$$R = \frac{\pi}{3} \rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} r_{\min}^3. \quad (34)$$

При значительных полях средние значения косинусов должны быть заменены функцией Ланжевена

$$\overline{\cos \theta_i} = \tilde{L}(a_i) = \text{cth } a_i - \frac{1}{a_i}, \quad (35)$$

где

$$a_i = \frac{p_i E_2}{kT}.$$

При этом последний член в числителе (33) будет таким

$$\frac{A}{m} \rho_3 2\pi h_0 E_2 [p_3 \tilde{L}(a_3) - p_2 \tilde{L}(a_2)]. \quad (36)$$

С помощью (34) и (33) при условии

$$\frac{h_0}{2} E_2^2 \left[\epsilon_3 - 1 - (\epsilon_2 - 1) \frac{\rho_3}{\rho_2} \right] \ll 2\pi(\sigma_{13} - \sigma_{12} + 2\sigma_{23})$$

получаем оценку влияния электрического поля на кристаллизацию для полусферической формы зародыша:

$$\frac{\Omega_E'^S}{\Omega^S} = \frac{C_{SE}'}{C_S} \frac{e^{-u_E/kT}}{e^{-u/kT}} \times \\ \times \exp \left\{ \frac{1}{kT} \frac{\frac{h_0}{4} \frac{9\epsilon_2^2}{(\epsilon_2 + 2)^2} E_0^2 \left[\epsilon_3 - 1 - (\epsilon_2 - 1) \frac{\rho_3}{\rho_2} \right]}{\left[2\pi\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} \right]^2} [2\pi(\sigma_{13} - \sigma_{12} + 2\sigma_{23})]^2 \right\}. \quad (37)$$

Результаты вычислений

Значения всех входящих в рассчитываемые выражения величин как функций температуры взяты из [2]. Заметим, что значения σ_{23} , приведенные в [2] и [14], сильно различаются (примерно в 2,5 раза). Поэтому расчеты проведены для двух значений σ_{23} . Величины диэлектрических проницаемостей для льда и воды взяты из [11], причем ϵ_2 для отрицательных температур получены путем экстраполяции их значений для положительных температур ($\epsilon_2 \approx \epsilon_3 - 10$). Напряженность внешнего электрического поля принята равной 6 кВ/см. Для цилиндрической формы зародыша значение h принималось равным $r_{\min} \sqrt{2}$, причем $r_{\min}$ рассчитывалось по (16) без электрического поля.

Таблица 1

Значения отношений Ω_E/Ω для зародыша в объеме и на поверхности в цилиндрической и полусферической формах, а также $r_{\min}$ и $h_{\min}$, рассчитанные для σ_{23} , взятой из [2] (верхняя строка) и [14] (нижняя строка)

T, K	$\frac{\sigma_E^V}{\sigma^V}$	$\frac{\sigma_E^S}{\sigma^S}$ (цилиндр.)	$\frac{\sigma_E^S}{\sigma^S}$ (полусфер.)	$r_{\min} \cdot 10^7$ см.	$h_{\min} \cdot 10^7$ см
272	$1 + 1,1 \cdot 10^{-3}$ $1 + 1,7 \cdot 10^{-2}$	$1 + 5 \cdot 10^{-2}$ $1 + 22 \cdot 10^{-2}$	$1 + 6 \cdot 10^{-2}$ $1 + 34 \cdot 10^{-2}$	16,6 42,4	13,0 25,6
270	$1 + 4 \cdot 10^{-6}$ $1 + 6 \cdot 10^{-6}$	$1 + 5 \cdot 10^{-3}$ $1 + 2 \cdot 10^{-2}$	$1 + 6 \cdot 10^{-3}$ $1 + 3 \cdot 10^{-2}$	5,6 14,1	4,3 8,5
268	$1 + 7,9 \cdot 10^{-7}$ $1 + 1,3 \cdot 10^{-5}$	$1 + 2 \cdot 10^{-3}$ $1 + 8 \cdot 10^{-3}$	$1 + 2 \cdot 10^{-3}$ $1 + 1 \cdot 10^{-2}$	3,4 8,5	2,5 5,1
263	$1 + 9 \cdot 10^{-8}$ $1 + 1,6 \cdot 10^{-6}$	$1 + 4 \cdot 10^{-4}$ $1 + 2 \cdot 10^{-3}$	$1 + 6 \cdot 10^{-4}$ $1 + 3 \cdot 10^{-3}$	1,7 4,3	1,2 2,6
258	$1 + 2,6 \cdot 10^{-8}$ $1 + 4,5 \cdot 10^{-7}$	$1 + 1,7 \cdot 10^{-4}$ $1 + 8,1 \cdot 10^{-4}$	$1 + 2,5 \cdot 10^{-4}$ $1 + 1,3 \cdot 10^{-3}$	1,1 2,8	0,8 1,7
253	$1 + 1 \cdot 10^{-8}$ $1 + 1,9 \cdot 10^{-7}$	$1 + 9,5 \cdot 10^{-5}$ $1 + 4,7 \cdot 10^{-4}$	$1 + 1,3 \cdot 10^{-4}$ $1 + 7,3 \cdot 10^{-3}$	0,8 2,2	0,6 1,3
243	$1 + 3 \cdot 10^{-9}$ $1 + 2,2 \cdot 10^{-8}$	$1 + 4,1 \cdot 10^{-5}$ $1 + 2,0 \cdot 10^{-4}$	$1 + 5,6 \cdot 10^{-5}$ $1 + 3,4 \cdot 10^{-4}$	0,5 1,5	0,4 0,9

В табл. 1 представлены рассчитанные по формулам (21), (30) и (37) отношения вероятностей образования зародыша в переохлажденной воде при наличии электрического поля и без него. Значения $r_{\min}$ и $h_{\min}$ рассчитаны по (16) и (27) без поля.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Все отношения Ω_E/Ω несколько возрастают с увеличением T , но сама вероятность образования зародыша при этом резко уменьшается из-за увеличения объема зародыша.

2. Степень влияния электрического поля на образование зародыша в объеме переохлажденной капли значительно меньше, чем на ее поверхности, поскольку напряженность электрического поля сильно уменьшается в жидкой и кристаллической фазах воды с $\epsilon_2 \approx \epsilon_3 \approx 100$.

3. Сильная зависимость вероятности образования зародыша от величины поверхностного натяжения на границе вода—лед σ_{23} распространяется и на все отношения Ω_E/Ω .

4. В интервале температур от -10 до -20°C влияние поля на Ω_E/Ω для наибольших значений σ_{23} составляет десятые доли процента. Если считать, что в кучево-дождевых облаках напряженность электрического поля ограничена пробивной напряженностью $10\text{--}15\text{ кВ/см}$ для влажного воздуха (значение напряженности поля, приводящее к разрыву поверхности капли [4, 10] больше этой величины), то влияние поля на Ω_E/Ω по гомогенному механизму нуклеации составит $0,7\text{--}0,8\%$.

Отметим, что в данной работе не учтены особенности взаимодействия электрического поля с электрической структурой воды и льда. Это предполагается сделать в последующих работах.

В заключение подчеркнем, что все рассмотренное носит общий термодинамический характер и может быть распространено на кристаллизацию любых переохлажденных жидкостей в электрическом поле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Качурин Л. Г. О вероятности образования ледяных зародышей в переохлажденной воде.— Метеорология и гидрология, 1976, № 8, с. 48—54.
2. Качурин Л. Г., Морачевский В. Г. Кинетика фазовых переходов воды в атмосфере.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 144 с.
3. Козловский М. И., Бурчакова В. И., Мелентьев И. И. Электрическое поле и кристаллизация.— Кишинев: Штиница, 1976. 201 с.
4. Мейсон Б. Дж. Физика облаков.— Л.: Гидрометеониздат. 1961. 542 с.
5. Мелешко Л. О. Молекулярная физика и введение в термодинамику.— Минск: Высшая школа, 1977. 883 с.
6. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы.— Л.: Гидрометеониздат, 1959. 190 с.
7. Никандров В. Я. Об ассоциации молекул водяного пара в атмосфере.— Тр. ГГО, 1951, вып. 31 (93).
8. Стреттон Дж. А. Теория электромагнетизма.— М.: Гостехиздат, 1948.
9. Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. Л.: Наука, 1975. 591 с.
10. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Л.: Гидрометеониздат, 1964. 401 с.
11. Эйзенберг Д., Кауцман В. Структура и свойства воды. Л.: Гидрометеониздат, 1975. 280 с.
12. Abbas M. A., Latham I. The electrofreezing of supercooled water Drops.— J. Met. Soc. Japan, 1969, vol. 47, N 2, p. 65—74.
13. Doolittle I. B., Vali G. Heterogeneous freezing nucleation in electric fields.— J. Atm. Sci., 1975, 2, vol. 32, p. 375—379.
14. Dufour L., Defay R. Thermodynamics of clouds.— New York and London: Academic press, 1963, p. 255.
15. Garroud G. Role du givrage des electrodes dans l'electrocongelation des brouillards surfondus.— Comptes rendus de l'Academie des sciences, 1969, 15, vol. 268, p. 1042—1044.
16. Pruppacher H. R. Electrofreezing of supercooled water.— Pure and Applied Geophysics, 1973, 104, p. 623—633.
17. Roulleau M. The influence of an electric field on the freezing of water.— In: Physics of ice.— New York, 1969, p. 631—640.
18. Salt R. W. Effect of electrostatic field in freezing of supercooled water and insects.— Science, 1961, 133, p. 458—459.
19. Shaefer V. J. The generation of large numbers of ice crystals in an electric field.— J. Appl. Met. 1968, vol. 7, p. 452—455.

В. В. Клино, В. В. Шлыков

К ВЛИЯНИЮ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ТОЧЕЧНОГО ЗАРЯДА НА ГОМОГЕННУЮ КРИСТАЛЛИЗАЦИЮ ПЕРЕОХЛАЖДЕННОЙ ВОДЯНОЙ КАПЛИ

Введение

Роль электрических зарядов в фазовом переходе пересыщенный пар—жидкость рассматривалась уже давно [2, 3, 8].

В данной статье проведены теоретические расчеты влияния электрического поля точечного электрического заряда, обусловленного отдельным ионом, на гомогенный фазовый переход переохлажденная жидкость (вода)—кристаллическое состояние (лед). Рассмотрены случаи образования зародыша при наличии иона в объеме и на поверхности переохлажденной капли.

Факт образования зародыша в некоторой фиксированной области капли и факт наличия иона именно в этой области — события статистически независимые. Детальный расчет вероятности этих событий не входит в нашу задачу.

Оценим эту вероятность лишь грубо.

Если характерным размером облачных капель считать радиус $R_k = 10$ мкм, а минимальный радиус кристаллического зародыша сферической формы для температур $10-20^\circ\text{C}$ $r \approx 2 \cdot 10^{-7}$ см, то в предположении равномерного распределения ионов в объеме облачной капли их минимальная концентрация γ , обеспечивающая наличие по крайней мере одного иона в объеме зародыша, будет равна

$$\gamma = \left(\frac{4}{3} \pi \cdot 8 \cdot 10^{-21} \right)^{-1} \approx \frac{10^{21}}{32} \approx 3 \cdot 10^{19} \text{ ионов/см}^3.$$

Концентрация ионов в дистиллированной воде составляет $6 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-3}$. Таким образом, для электрически нейтральной капли вероятность того, что ион в незагрязненной воде окажется в области образующегося кристаллического зародыша, очень мала.

В случае когда капля несет электрический заряд Q , равномерно распределенный по объему капли, его значение, обеспечивающее

наличие заряда e (e — заряд электрона) в области зародыша, равно

$$\frac{Q}{e} \frac{r^3}{R_k^3} \geq 1, \quad \text{или} \quad Q \geq \frac{4,8 \cdot 10^{-10} \cdot 10^{-9}}{8 \cdot 10^{-21}} = 60 \text{ эсе.}$$

При образовании зародыша полусферической формы на поверхности капли с $R_k = 10$ мкм значение Q , удовлетворяющее неравенству

$$\frac{Q}{e} \frac{r^2}{R_k^2} \geq 1, \quad \text{или} \quad Q \geq \frac{4,8 \cdot 10^{-104} \cdot 10^{-6}}{4 \cdot 10^{-14}} = 4,8 \cdot 10^{-2} \text{ эсе,}$$

уже гарантирует (также при равномерном распределении заряда по поверхности капли) в области зародыша заряд, не меньший e . Заметим, что попадание иона в область, уже предрасположенную к образованию к ней зародыша, может способствовать росту зародыша до размера, при котором дальнейший его рост становится термодинамически выгодным [8].

Экспериментально получено, что средние заряды крупных облачных капель на высоте 3300—5000 м составляют примерно 0,1 эсе [3]. В кучевых облаках максимальные заряды мелких капель достигают примерно 0,006 эсе [4]. Следовательно, в реальных облачных условиях вероятность двух одновременных событий: образования кристаллического зародыша в переохлажденной капле и наличия в этой области иона — заведомо очень мала.

Помимо полей электрических зарядов на самой капле, следует принять во внимание электрические поля ионов вблизи поверхности переохлажденных облачных капель.

Средняя концентрация ионов в атмосфере равна примерно 400—800 ионов/см³. Однако при коронном разряде, возникающем между заряженными каплями, концентрация ионов резко увеличивается и способствует заряджению облачных капель [6, 9].

Вопросы, связанные с зарядами облачных капель и захватом ими ионов, подробно изложены в [10].

Вычисление вероятности образования зародыша, как и в [1], производится на чисто термодинамической основе с включением ионов, описывающих взаимодействие поля точечного заряда с жидкой и кристаллической фазами, как с диэлектриками.

Кристаллизация посредством образования зародыша в объеме переохлажденной капли

Запишем выражение для энергии образования сферического зародыша радиуса r в электрическом поле точечного заряда:

$$R = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_3 \frac{A}{m} L_0 \ln \frac{T}{T_0} + 4 \pi r^2 \sigma_{23} - \frac{q^2}{2a} \left[\frac{1}{\epsilon_2} - \frac{1}{\epsilon_3} \right] + \frac{q^2}{2r} \left[\frac{1}{\epsilon_2 \left(\frac{\rho_3}{\rho_2} \right)^{1/3}} - \frac{1}{\epsilon_3} \right], \quad (1)$$

где q — заряд, a — радиус иона (для определенности полагаем, что заряд расположен в центре иона). Объем жидкой фазы меньше, чем твердой, поэтому верхний предел интегрирования берется меньшим в $\left(\frac{\rho_3}{\rho_2}\right)^{1/3}$ раз. Остальные обозначения обычные: ρ_i — плотность i -й фазы, m — молекулярная масса воды, A — число Авогадро, σ_{ij} — коэффициент поверхностного натяжения на границе фаз i и j , ϵ_i — диэлектрическая проницаемость (индексы 1, 2, 3 относятся соответственно к газообразной, жидкой и твердой фазам); T — температура, L_0 — скрытая теплота плавления льда, отнесенная к одной молекуле.

Последние два члена получены после интегрирования плотности энергии электрического поля по объему зародыша

$$\int_a^r \frac{q^2}{8\pi\epsilon_i r_1^4} 4\pi r_1^2 dr_1 = \frac{q^2}{2\epsilon_i} \left[\frac{1}{a} - \frac{1}{r} \right], \quad (2)$$

где r_1 — расстояние от центра иона внутри зародыша радиуса r .

Дифференцируя R по r и приравнявая производную нулю, находим уравнение для минимального размера зародыша в электрическом поле, начиная с которого термодинамически выгоден его рост

$$r_{\min} = \frac{2\sigma_{23} - \frac{q^2}{8\pi r_{\min}^3} \left[\frac{1}{\epsilon_2 \left(\frac{\rho_3}{\rho_2}\right)^{1/3}} - \frac{1}{\epsilon_3} \right]}{\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T}}. \quad (3)$$

Формально $r_{\min}$ нужно искать, решая уравнение четвертой степени. Однако легко проверить, что решением (3) будет $r_{\min}$, которое очень близко к радиусу зародыша в переохлажденной капле без электрического поля.

Из (1) отношение вероятностей образования зародыша в объеме капли V с электрическим полем иона и без него принимает вид

$$W_E^V / W^V = \exp \left\{ \frac{q^2}{2kT} \left[\frac{1}{a} \left(\frac{1}{\epsilon_2} - \frac{1}{\epsilon_3} \right) - \frac{1}{r_{\min}} \left(\frac{1}{\epsilon_2 \left(\frac{\rho_3}{\rho_2}\right)^{1/3}} - \frac{1}{\epsilon_3} \right) \right] \right\}. \quad (4)$$

Связь теоретически вычисленного значения отношения (4) со значением, полученным экспериментально, рассмотрена в [1].

Кристаллизация посредством образования зародыша на поверхности капли

В [1] была найдена вероятность образования зародыша полусферической формы на поверхности капли при наличии внешнего постоянного электрического поля. Здесь мы рассмотрим эту вероятность, но поле будет обусловлено точечным зарядом в ионе.

Общее решение задачи о распределении напряженности электрического поля системы точечный заряд—диэлектрический шар приводится в [7].

Для случая расположения заряда вблизи поверхности капли применение указанного решения требует очень сложных выкладок. Производить такие расчеты совершенно излишне, так как получающиеся при этом результаты выходят за рамки точности, с которой определяется вероятность образования зародыша. Поэтому найдем приближенную оценку интересующей нас вероятности.

Приближенный учет влияния поля предполагает следующие упрощения. Напряженность электрического поля вблизи поверхности капли E считается равной напряженности поля точечного заряда, что означает занижение значения поля по сравнению с его истинной величиной, ибо отбрасывается часть поля, обусловленная поляризованным зарядом на шаре. Выделим в пространстве зародыша, как было сделано в [1], поверхностный слой толщиной $h_0 = 3 \cdot 10^{-8}$ см (что приблизительно соответствует диаметру молекулы воды). В слое толщиной h_0 поле берется равным полю с внешней стороны поверхности шара. Действием поля на остальную часть зародыша пренебрегаем, ибо напряженность поля в этой области уменьшается в $\epsilon_2 \approx \epsilon_3 \approx 100$ раз. Тогда добавка к энергии образования зародыша за счет внешнего электрического поля иона

$$\Delta R_E = -\pi q \frac{A}{m} h_0 (\rho_3 p_3 \overline{\cos \theta_3} - \rho_2 p_2 \overline{\cos \theta_2}) \ln \left[1 + \frac{r_{\min}^2}{\left(a + \frac{h_0}{2}\right)^2} \right], \quad (5)$$

где p_2, p_3 — дипольные моменты молекул воды и льда в системе CGSE, равные соответственно $1,84 \cdot 10^{-18}$ и $2,6 \cdot 10^{-18}$, $\overline{\cos \theta_2}, \overline{\cos \theta_3}$ — средние косинусы углов между направлением E и p_i .

Выражение (5) найдено в результате суммирования энергии взаимодействия поля точечного заряда с диполями в объеме цилиндра высотой h_0 и радиусом основания $r_{\min}$ (радиус зародыша на поверхности капли). Заряд же расположен по оси цилиндра на высоте a от верхнего основания.

Для каждой фазы энергия взаимодействия равна

$$2\pi h_0 \frac{A}{m} q \rho_i \overline{\cos \theta_i} \int_0^r \frac{x dx}{\left(a + \frac{h_0}{2}\right)^2 + x^2}, \quad (6)$$

где $\frac{h_0}{2}$ — добавка к a в качестве поправки на толщину цилиндра.

Выражение для энергии образования зародыша для рассматриваемого случая записано в [1]. С учетом (5) эта энергия в присутствии иона будет иметь вид

$$R = \frac{2}{3} \pi r^3 \rho_3 \frac{A}{m} L_0 \ln \frac{T}{T_0} + \pi r^2 (\sigma_{13} - \sigma_{12} + 2\sigma_{23}) + \Delta R_E. \quad (7)$$

Минимальный радиус зародыша

$$r_{\min} = \frac{\sigma_{13} - \sigma_{12} + 2\sigma_{23}}{\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T}} + \Delta r_E, \quad (8)$$

где Δr_E — поправка, обусловленная полем:

$$\Delta r_E = \frac{q \frac{A}{m} h_0 (\rho_3 p_3 \tilde{L}_3 - \rho_2 p_2 \tilde{L}_2)}{\left[1 + \frac{r_{\min}^2}{\left(a + \frac{h_0}{2}\right)^2} \right]}. \quad (9)$$

Для выбранных значений параметров величина Δr_E много меньше первого члена. С учетом (7) и (8) находим отношение вероятностей образования зародыша полусферической формы на поверхности капли при наличии электрического поля иона и без него:

$$W_E^S / W^S = \exp \left\{ \frac{1}{kT} \pi h_0 q \frac{A}{m} [\rho_3 p_3 \tilde{L}_3 - \rho_2 p_2 \tilde{L}_2] \ln \left[1 + \frac{r_{\min}^2}{\left(a + \frac{h_0}{2}\right)^2} \right] \right\}, \quad (10)$$

где $\tilde{L}_i$ — функция Ланжевена,

$$\overline{\cos \theta_i} = \tilde{L} \left(\frac{E p_i}{kT} \right) = \operatorname{cth} \left(\frac{E p_i}{kT} \right) - \frac{kT}{p_i E},$$

$$E = \frac{q}{\left(a + \frac{h_0}{2}\right)^2}.$$

Результаты расчетов и выводы

При расчетах все необходимые параметры с учетом их зависимости от температуры были взяты из источников, которые приводятся в [1].

В табл. 1 даны рассчитанные по формуле (4) значения отношений W_E^V / W^V при радиусе иона $a = 2 \cdot 10^{-8}$ см для значений σ_{23} , равных примерно 9 и 22.

Результаты расчетов отношения W_E^S / W^S по формуле (10) даны в табл. 2, в которой приводятся также значения $-\frac{R_0}{kT}$ и $-\frac{u}{kT}$, произведение которых дает вероятность образования зародыша без электрического поля (R_0 — минимальная энергия образования зародыша без электрического поля, получающаяся из (7) при $\Delta R_E = 0$, а u — энергия активации, приходящаяся на одну молекулу; значения u и T взяты из [12]).

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

Таблица 1

Значения W_E^V/W^V в зависимости от температуры для двух значений σ_{23} при $a=2 \cdot 10^{-8}$ см

σ_{23}	T K						
	272	270	268	263	258	253	243
9	1,23	1,22	1,21	1,18	1,16	1,15	1,10
22	1,23	1,22	1,22	1,21	1,18	1,17	1,13

Таблица 2

Значения $-\frac{R_0}{kT}$, $-\frac{u}{kT}$ и $\ln(W_E^S/W^S)$ при образовании зародыша на поверхности переохлажденной капли для a , равных 10^{-7} и $2 \cdot 10^{-7}$ см, и σ_{23} , равных 9 и 22, в зависимости от температуры

T K	$-\frac{R_0}{kT}$		$-\frac{u}{kT}$	$\ln (W_E^S/W^S)$			
	$\sigma_{23} \approx 9$	$\sigma_{23} \approx 22$		$\sigma_{23} \approx 9$		$\sigma_{23} \approx 22$	
				$a=1 \cdot 10^{-7}$	$a=2 \cdot 10^{-7}$	$a=1 \cdot 10^{-7}$	$a=2 \cdot 10^{-7}$
263	-28,0	-319,3	-4,8	+36,6	+8,0	+70,2	+21,1
253	-6,1	-78,3	-5,2	+14,6	+2,6	+42,5	+10,3
243	-2,6	-38,5	-5,7	+6,7	+1,1	+31,0	+6,7

1. Электрическое поле иона значительно сильнее влияет на образование зародыша полусферической формы у поверхности переохлажденной капли, чем на образование кристаллического зародыша в ее объеме.

2. Как для поверхностного, так и для объемного случаев отношение вероятностей образования зародыша возрастает при увеличении температуры.

3. Отношение W_E^V/W^V даже при низкой для облаков температуре -20°C при $a=2 \cdot 10^{-8}$ см равно приблизительно 10%. Для минимально возможных размеров ионов ($a \approx 0,4 \cdot 10^{-8}$ см) эффект поля возрастает по сравнению с рассчитанным в табл. 1 более чем в 5 раз. При этом нужно принять во внимание чрезвычайно малую вероятность нахождения иона в области образования кристаллического зародыша.

4. Из сопоставления $-\frac{R_0+u}{kT}$ с $-\frac{\Delta R_E}{kT}$ видно, что наличие иона даже при сравнительно большом его размере ($a=10^{-7}$ см) существенно увеличивает вероятность образования зародыша. Причем с уменьшением a благоприятное влияние электрического поля точечного заряда иона резко возрастает.

В связи с этим необходимо отметить, что для самых малых из реально существующих в атмосфере ионов напряженность

электрического поля у их поверхности должна быть настолько велика, что возникают вопросы о правомерности сохранения термодинамических представлений о зародышеобразовании, а именно: сохраняются ли значения коэффициентов поверхностного натяжения в таких сильных полях, в какой мере происходит перестройка электрической структуры воды и льда и т. д.

В заключение подчеркнем, что наши оценки относились только к влиянию электрического поля точечного заряда на вероятность образования кристаллического зародыща W . Значение вероятности гомогенной кристаллизации (замерзания) переохлажденной капли пропорционально W . Зависимость же коэффициента пропорциональности от поля пока неизвестна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клинг В. В., Шлыков В. В. Теоретический расчет гомогенной кристаллизации переохлажденных водяных капель, находящихся в постоянном однородном электрическом поле.— См. наст. сб.
2. Леонтович М. А. Введение в термодинамику.— М., ГИТТЛ, 1950. 184 с.
3. Мейсон Б. Дж. Физика облаков.— Л.: Гидрометеониздат, 1961. 542 с.
4. Мучник В. М. Физика грозы.— Л.: Гидрометеониздат, 1974. 352 с.
5. Першина Т. А., Шишкин Н. С. Исследование заряжения кристаллического тумана в поле коронного разряда между замерзшими каплями.— Тр. ГГО, 1976, вып. 372, с. 22—27.
6. Першина Т. А., Шишкин Н. С. О заряжении капель тумана в области коронного разряда.— Тр. ГГО, 1977, вып. 389, с. 47—50.
7. Стреттон Дж. А. Теория электромагнетизма.— М.: Гостехиздат, 1948. 539 с.
8. Френкель Я. Кинетическая теория жидкости.— Л.: Наука, 1975. 592 с.
9. Химач М. А., Чикирова Г. А., Шишкин Н. С. Заряжение крупных капель воды в потоке капельного и кристаллического тумана, заряжающегося в области коронного разряда.— Тр. ГГО, 1976, вып. 372, с. 28—34.
10. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л.: Гидрометеониздат, 1964. 400 с.
11. Эйзенберг Д., Кауцман В. Структура и свойства воды.— Л.: Гидрометеониздат, 1975. 280 с.
12. Dufour L., Defay R. Thermodynamics of clouds.— New York and London: Academic Press, 1963, 255 p.

Ю. А. Довгалюк, Т. Ф. Кучинская, Е. В. Оренбургская

К ОЦЕНКЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОБЛАЧНОЙ КОНВЕКЦИИ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ

Введение

Для уточнения прогноза естественного ливнеобразования, а также для повышения эффективности работ по вызыванию искусственных осадков весьма важно уметь оценить возможную интенсивность (или степень) развития конвективных облаков в исследуемом районе и выделить те области (ареалы), где следует ожидать развития кучево-дождевых облаков за некоторый промежуток времени. Для континентальных районов метод выделения таких областей, внутри которых возможно развитие осадкообразующих облаков, был развит в работе [1]. В работе [4] была исследована возможность применения этого метода для морских тропических районов Восточной Атлантики и проведены предварительные оценки показателя интенсивности конвекции. В настоящей работе приводятся результаты расчета показателя интенсивности атмосферной конвекции по большому числу наблюдений для района полигона АТЭП с использованием уточненного значения эффективной критической скорости ($\omega_{эф.кр}$). Результаты расчетов сопоставлены с данными фактических наблюдений.

Показатель интенсивности облачной конвекции

Интенсивность развития конвективных облаков зависит как от состояния атмосферы и свойств подстилающей поверхности, так и от интенсивности микрофизических процессов в облаках. Поэтому для ее количественной оценки должна использоваться функция, зависящая от совокупности термодинамических и микрофизических параметров.

В настоящее время опубликованы работы, в которых изучалось влияние отдельных параметров на интенсивность конвекции [2, 3]. В работе [3] предложен комплексный параметр (аналог числа Ричардсона), включающий комбинацию трех параметров.

В работе [1] для оценки интенсивности облачной конвекции используется функция, зависящая от скорости восходящего потока в облаке, которая по существу зависит от двух указанных выше

параметров и может использоваться как комплексная характеристика.

Согласно [1], показатель интенсивности конвекции равен

$$\varepsilon = \frac{w_{\text{эф}}}{w_{\text{эф.кр}}}. \quad (1)$$

Здесь

$$w_{\text{эф.кр}} = 6,0 + 0,025 \sum_{i=1}^3 \Delta T_{di}, \quad (2)$$

где ΔT_{di} — дефицит точки росы на уровнях 850, 700, 500 мбар.

$$w_{\text{эф}} = w_{\text{max}} \sqrt{1 + \left(\frac{w_{\text{ср}}}{w_{\text{max}}} \right)^2 \left(\frac{w_{\text{ср}}}{\bar{u} + \bar{u}_T} \right)}, \quad (3)$$

где w_{max} — максимальная вертикальная скорость, рассчитанная по методу слоя [5], $w_{\text{ср}}$ — средняя расчетная вертикальная скорость, $\bar{u}$ и $\bar{u}_T$ — средние взвешенные скорости переноса воздушных масс и термического ветра в слое 850—500 мбар.

Оценка показателя интенсивности конвекции, выполненная авторами, показала, что при $\varepsilon > 1$ с вероятностью $> 80\%$ над континентальными районами СССР наблюдается развитие конвективных осадкообразующих облаков, что позволяет выделить ареалы «ливневого положения».

Из формулы (1) следует, что величина ε существенно зависит от величины $w_{\text{эф.кр}}$, которая в общем случае должна быть различной для разных географических районов. Учитывая это, было уточнено значение ε для морских районов Восточной Атлантики. Для этого были рассчитаны суммарные дефициты точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мбар и максимальные вертикальные скорости для дней с развитием различных типов конвективной облачности.

На рис. 1 по оси ординат отложены расчетные значения w_{max} , а по оси абсцисс — суммарные дефициты точки росы ΔT_{di} . Из рисунка видно, что при минимальном значении w_{max} , при котором наблюдается развитие осадкообразующих облаков, равно 7,5 м/с, а само значение $w_{\text{эф.кр}}$ зависит от суммарного дефицита и может быть рассчитано по формуле

$$w_{\text{эф.кр}} = 7,50 + 0,09 \sum_{i=1}^3 \Delta T_{di}. \quad (4)$$

Таким образом, влияние влажности на развитие облаков в морских тропических районах более сильное, чем в континентальных. Подтверждением этого могут служить приведенные на рис. 2 средние вертикальные профили температуры и влажности для дней с различными типами конвективной облачности. Из рисунка видно, что запасы энергии неустойчивости для дней с развитием осадкообразующих облаков и облаков типа Cb, Cu cong. практически оди-

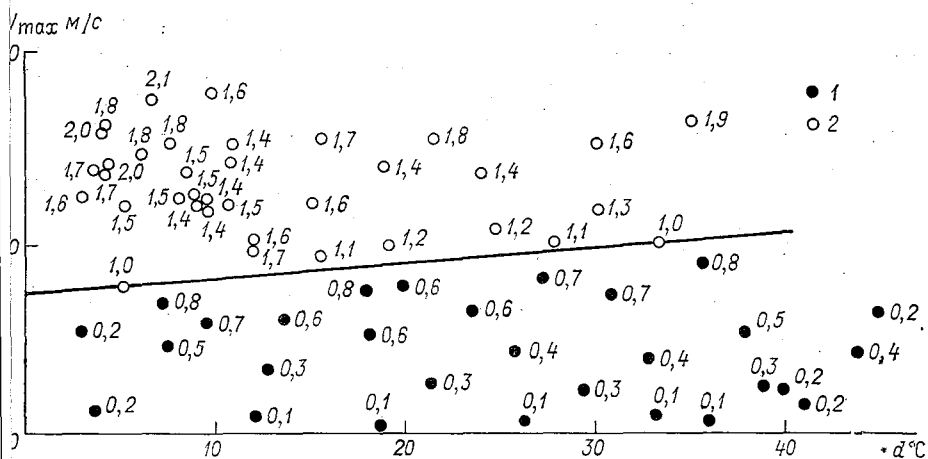


Рис. 1. Зависимость расчетных значений максимальной скорости от суммарного дефицита точки росы на уровнях 850, 700, 500 мбар по данным судов «Пассат» (1) и «Профессор Зубов» (2).

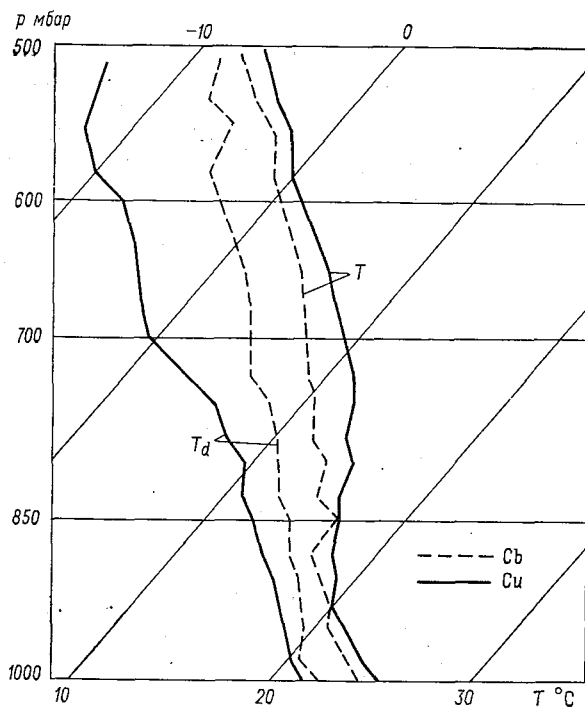


Рис. 2. Средние вертикальные профили температуры T и влажности T_d для различных типов конвективных облаков.

наковы, тогда как вертикальные распределения влажности для этих типов облаков существенно различаются. На основании уточненных значений эффективной критической скорости далее рассчитывались показатели интенсивности облачной конвекции. Причем из рис. 1 видно, что при $\varepsilon \geq 1$ наблюдается развитие ливней и гроз.

Наличие данных радиозондирования с нескольких судов за одни и те же сутки позволило провести картирование значений ε и выделить области, где возможно развитие осадкообразующих облаков.

На рис. 3 приведено пространственное распределение ε за 8, 9 и 15 июля.

8 июля расчет параметров конвективных облаков выполнен по данным зондирования за 0 ч для судов «Эрнст Кренкель» (V), «Пассат» (I), «Профессор Зубов» (IX), «Чартерер» (VII) и «Квадра» (VI). В районе судов «Эрнст Кренкель», «Квадра» и «Чартерер» по данным судовых наблюдений отмечалось развитие кучево-дождевой облачности с ливнями. По расчету показатель интенсивности конвекции был более 1,2. В районе судна «Профессор Зубов» преобладала мощная кучевая облачность при соответствующем значении $\varepsilon = 0,7$, а в районе судна «Пассат» наблюдались облака $Cu\ hump$ при $\varepsilon = 0,3$.

9 июля для расчета ε были использованы данные зондирования с этих же судов. Развитие кучево-дождевой облачности в этот день отмечалось в районе судов «Квадра», «Эрнст Кренкель» и «Профессор Зубов», а расчетное значение ε было больше 1,2. В районе остальных судов наблюдалось развитие конвективных облаков малой вертикальной мощности, а ε было менее 0,2.

15 июля развитие кучево-дождевых облаков с ливнями и грозами охватило большую часть полигона при $\varepsilon = 1,1$; в пассатной зоне $\varepsilon = 0,2$.

Из приведенных примеров видно, что значениям $\varepsilon > 1$ соответствуют случаи с развитием кучево-дождевых облаков. Таким образом, расчет ε позволяет выделять области с развитием кучево-дождевых облаков. Следует отметить, однако, что для получения более полной картины об интенсивности конвекции в данном районе необходимо иметь больший ряд фактических наблюдений за развитием конвективной облачности. Необходимо также исследовать протяженность зоны репрезентативности данных радиозондирования в данном районе, особенно внутри ВЗК. Полученное уточненное значение эффективной критической скорости следует проверить на независимом материале.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Путем совместного анализа расчетных значений вертикальных скоростей развития конвективных облаков и вертикального распределения влажности в районе полигона АТЭП получено уточненное значение эффективной критической скорости, используемой при расчете показателя интенсивности облачной конвекции в морских тропических районах.

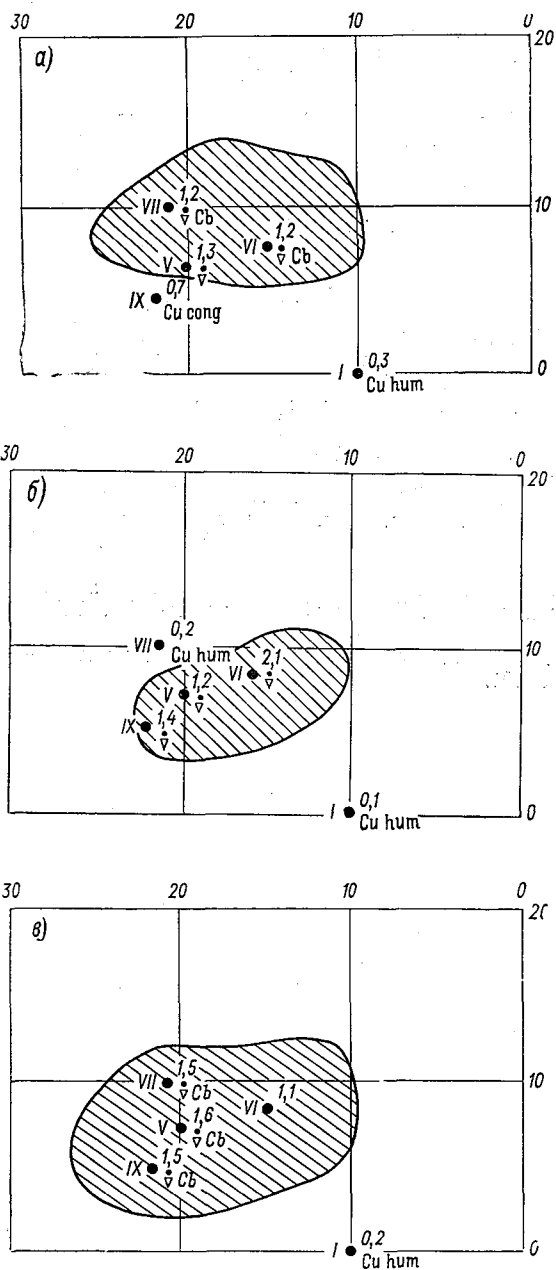


Рис. 3. Пространственное распределение показателя интенсивности облачной конвекции 8 июля (а), 9 июля (б) и 15 июля (в).

I, V, VI, VII и IX — номера судов.

2. По данным аэрологического зондирования атмосферы с судов, участвующих в экспедиции, выполнены оценки показателя интенсивности облачной конвекции над полигоном АТЭП.

3. Получено, что значениям $\varepsilon > 1$ соответствует развитие кучево-дождевой облачности, а $\varepsilon < 1$ — конвективных облаков малой мощности, т. е. значение $\varepsilon = 1$ разделяет области с развитием осадкообразующих облаков и облаков, не дающих осадков. Проведено картирование ε для отдельных дней наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О краткосрочном прогнозе ареалов ливневого положения по данным вертикального зондирования атмосферы.— Тр. ГГО, 1973, вып. 302, с. 62—76.
2. Головкин Р. Г. и др. Термодинамические условия развития конвективных явлений и облачности в тропической зоне Восточной Атлантики/Р. Г. Головкин, В. И. Никонов, Э. А. Мурашов, Б. Е. Песков.— В кн.: ТРОПЭКС-72. Л., 1974, с. 367—378.
3. Пастушков Р. С., Шупяцкий А. Б. Об определяющих параметрах развития конвективной облачности в районе внутритропической зоны конвекции Восточной Атлантики.— В кн.: ТРОПЭКС-74. Т. I.— Л.: Гидрометеонаиздат, 1976, с. 502—507.
4. Сумин Ю. П. и др. К исследованию интенсивности атмосферной конвекции в тропических районах Восточной Атлантики.— Тр. ГГО, 1977, вып. 389, с. 110—115.
5. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество.— Л.: Гидрометеонаиздат, 1964, с. 401.

В. В. Клинго, Г. Д. Кудашкин

**К ОЦЕНКЕ ДЕЙСТВИЯ
МЕХАНИЗМА КОНТАКТНОЙ НУКЛЕАЦИИ
ПРИ ВВЕДЕНИИ КРИСТАЛЛИЗУЮЩИХ РЕАГЕНТОВ
В ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ ОБЛАКА**

В результате разносторонних исследований механизмов действия кристаллизующих реагентов (например [2, 8, 15]) считается установленным, что основными механизмами гетерогенной кристаллизации переохлажденных облаков льдообразующими реагентами типа AgI являются: 1) сублимационный рост ледяных кристаллов на частицах реагента, 2) замерзание капель после захвата частиц реагента или контакта с ними (механизм контактной нуклеации). Однако до сих пор нет полной ясности, какой из этих механизмов является преобладающим при различных условиях активных воздействий на облака.

Всякая сколько-нибудь полная модель осадкообразования при активных воздействиях на облака не может не включать механизмов, приводящих к образованию ледяных частиц в облачной системе. Все эти механизмы действуют одновременно и во взаимосвязи со всеми облачными процессами. Детальное описание временной эволюции микроструктуры облачной среды, которая зависит и от особенностей действия механизмов гетерогенной кристаллизации, возможно только с помощью системы кинетических уравнений, что является очень сложной задачей.

Поэтому представляется целесообразным использовать возможности для получения количественных оценок эффективности действия непосредственно механизма контактной нуклеации в реальных облачных условиях, куда вводится льдообразующий реагент. Такие оценки могут быть получены при допустимых упрощениях сравнительно простыми расчетами.

В данной статье оценивается эффективность действия механизма контактной нуклеации с точки зрения пространственной протяженности реальной облачной области, начиная от источника введения реагента, в которой этот механизм может обеспечить образование определенного количества ледяных кристаллов.

При этом авторы исходили из следующего. Кристаллизующий реагент с радиусом частиц, большим 10^{-6} см, введенный в заданном

количестве в некоторую область облака, начинает распространяться по законам турбулентной диффузии пассивной примеси.

В процессе своего распространения частицы реагента сталкиваются с облачными каплями. Сам факт столкновения реагента с переохлажденной каплей есть лишь необходимое условие для ее замерзания, но, конечно не достаточное, поскольку льдообразующие свойства попавших на облачную каплю частиц реагента проявляются лишь при определенных условиях.

Поэтому число столкновений частиц реагента с каплями нужно рассматривать как верхнее (заведомо завышенное) значение числа актов, приводящих к замерзанию капель. Именно в этом смысле найденное ниже число столкновений частиц реагента с облачными каплями может служить оценкой для эффективности действия механизма контактной нуклеации.

Для дальнейших оценок приведем характерные времена для различных облачных процессов и определим критерий для протяженности зоны активного воздействия. Время после введения реагента в облако до начала выпадения осадков приблизительно равно 10 мин. Продолжительность конденсационно-коагуляционного роста ледяной частицы до 100 мкм составляет 3—5 мин. [12, 13].

В качестве критерия границы зоны воздействия по величине счетной концентрации реагента обычно берется концентрация $q_0 = 1$ частиц/л [7]. Такое определение зоны воздействия предполагает, что уже сам факт достижения концентрации реагента 1 л⁻¹ обеспечивает реализацию активного воздействия, т. е. один из механизмов гетерогенной кристаллизации приводит к образованию ледяной частицы в 1 л облачной среды.

Максимальное время t распространения частиц реагента как пассивной примеси до границы области воздействия L для разных механизмов будет различным. Для сублимационного механизма кристаллизации время t по [12] будет ограничено временем роста ледяных частиц до 100 мкм, когда скорость распространения зоны кристаллизации становится сравнимой со скоростью гравитационного осаждения. Если же кристаллизация облачных капель обусловлена только механизмом контактной нуклеации, то реагент до столкновения с облачной каплей может распространяться неограниченное время как пассивная примесь.

Строго говоря, протяженность действия механизма контактной нуклеации будет зависеть от выбора t и других параметров процесса. Но пока нашей задачей является оценка зоны проявления действия механизма контактной нуклеации при правдоподобном задании t и остальных параметров процесса.

Для оценки эффективности действия механизма контактной нуклеации сформулируем две задачи о столкновении частиц реагента с облачными каплями.

Первая задача состоит в установлении уровня минимальной концентрации $q_{\min}$, чтобы механизм контактной нуклеации обеспечивал одно соударение за время t в 1 л облачной среды. Время t

должно выбираться значительно меньшим характерного времени роста облачных частиц до размеров, допускающих возможность пренебрежения их гравитационным оседанием.

Очевидно, что критерий по q_{min} даст нижнюю оценку протяженности действия механизма контактной нуклеации.

Вторая задача формулируется так. Найти протяженность той области, в которой за время t произойдет по крайней мере одно соударение частиц реагента с облачными каплями в 1 л облачной среды. Точное решение этой задачи требует учета последствий столкновений, т. е. фактического уменьшения числа облачных капель и частиц реагента, если не происходит выкристаллизации его из замерзших капель. Поэтому, если упростить задачу, считая, что число капель облачного спектра и частиц реагента в течение времени t не изменяется, решение второй задачи даст заведомо большую величину зоны воздействия или ее верхнюю оценку.

Рассмотрим частицы реагента радиусом $10^{-6} \text{ см} < r < 5 \cdot 10^{-4} \text{ см}$, т. е. от минимально возможных размеров реагента до размеров, при которых по [5] еще можно пренебречь гравитационным оседанием.

Различные механизмы соударений частиц описаны, например, в [10, 15]. Для рассматриваемых размеров частиц реагента соударения их с переохлажденными каплями обусловлены двумя механизмами: броуновской и турбулентной диффузией. Механизм гравитационной коагуляции не может обеспечить захвата частиц реагента указанных размеров из-за равенства нулю коэффициента захвата. Влияние турбулентности через механизм ускорений также должно быть исключено, ибо этот механизм предполагает коэффициент захвата, который опять-таки должен быть равным нулю из тех же соображений, что и для гравитационной коагуляции [16].

Число столкновений, связанных с броуновской диффузией в 1 см³ за время τ выражается, по Смолуховскому [14], следующей формулой:

$$N_6(R) = 4\pi(R + \rho) D n_p n_R \left(\tau + \frac{2(R + \rho)\sqrt{\tau}}{\sqrt{\pi \cdot D}} \right), \quad (1)$$

где R — радиус капель, n_p и n_R — соответственно концентрации частиц и капель с радиусами ρ и R , D — суммарный коэффициент диффузии частиц и водяных капель. Поскольку $R \gg \rho$, то D практически равно коэффициенту диффузии частиц реагента

$$D_p = \frac{kT}{6\pi\eta\rho},$$

где η — вязкость воздуха, взятая равной $1,71 \cdot 10^{-4}$ пуаз, k — постоянная Больцмана.

Число столкновений, обусловленных турбулентной диффузией, имеет вид

$$N_\tau(R) = \alpha \left(\frac{\varepsilon}{\nu} \right)^{1/2} R^3 n_p n_R \tau, \quad (2)$$

где ε — диссипация турбулентной энергии на единицу массы среды в единицу времени, значение α полагаем равным 1,3 [17], что соответствует его верхнему значению [11].

Строго говоря, и в (2) должен входить коэффициент захвата (на что указывается в [10]), ибо масштаб даже самых малых турбулентных пульсаций $\Lambda \sim \left(\frac{\nu}{\varepsilon}\right)^{1/4}$ значительно больше размеров сталкивающихся частиц. Турбулентные пульсации по отношению к сталкивающимся частицам выступают как направленные движения. Правда, хаотичность этих пульсаций обеспечивает захват при размерах частиц, для которых относительное движение в ламинарном потоке не приводит к захвату. Поэтому найденное по формуле (2) число столкновений следует считать их верхним пределом.

Осреднение по R осуществляем для закона распределения капель по размерам, имеющего вид

$$f(R) = \frac{4R^2}{R_m^3} \exp\left(-\frac{2R}{R_m}\right), \quad (3)$$

где модальный радиус R_m взят равным 8 мкм по [9]. Тогда $\bar{R} = 12$ мкм, $\bar{R}^2 = 192$ мкм², $\bar{R}^3 = 3840$ мкм³, $\bar{R}^4 = 92\,160$ мкм⁴.

Из (1) и (2) получим выражение для концентрации частиц реагента n_p , при которой происходит одно соударение этих частиц с водяными каплями в 1 л облачной среды за время τ :

$$n_p = \frac{1}{\pi n_R \left[4\pi D \bar{R} + \frac{4\pi D 2\bar{R}^3}{\sqrt{\pi D \tau}} + 1,3 \left(\frac{\varepsilon}{\nu}\right)^{1/2} \bar{R}^3 \right]}. \quad (4)$$

Формула (4) дает решение первой задачи.

Для решения второй задачи с учетом (1) и (2) запишем число столкновений реагента с каплями за интервал времени dt при переменной в пространстве и времени концентрации реагента $n_p(r, t)$:

$$dN(r, t) = n_R n_p(r, t) \left[4\pi D \bar{R} + 1,3 \left(\frac{\varepsilon}{\nu}\right)^{1/2} \bar{R}^3 + \frac{4\sqrt{\pi D} \bar{R}^3}{\sqrt{t}} \right] dt. \quad (5)$$

Остается конкретизировать закон изменения $n_p(r, t)$.

Протяженность зоны действия механизма контактной нуклеации нагляднее всего исследовать на примере сферически симметричного распространения реагента от точечного источника, создаваемого в локальной области облака. Запишем пространственно-временное изменение концентрации реагента по модели Сеттона:

$$q(r, t) = \frac{Q e^{-\frac{r^2}{C^2 (\bar{u}t)^{2-n}}}}{\pi^{3/2} C^3 (\bar{u}t)^{3/2 (2-n)}}, \quad (6)$$

где Q — количество реагента. Примем следующие значения пара-

метров, характеризующих интенсивность диффузии в конвективных облаках: средняя скорость ветра $\bar{u} = 10$ м/с, $n = 0,20$, $C = 0,14$.

Подставляя $q(r, t)$ из (6) вместо $n_p(r, t)$ и интегрируя обе части (5) по всему интервалу времени распространения реагента t , получим общее число столкновений частиц реагента с каплями на расстоянии r за время t :

$$N(r, t) = n_R \left[4\pi D \bar{R} + 1,3 \left(\frac{\varepsilon}{v} \right)^{1/2} \bar{R}^3 \right] \frac{1,8 C^2 \bar{u}^{2-n}}{(2-n) r^2} t^{3/2(2-n)} q(r, t). \quad (7)$$

При получении выражения (7) мы пренебрегли в (5) последним членом в скобках, который значительно меньше первых двух членов для интересующих нас значений величин. Кроме того, для упрощения при интегрировании в пределах от 0 до 13 мин множитель $t^{1/10}$ под интегралом считался постоянным и равным 1,8, что может только несколько увеличить правую часть (7).

Результаты вычислений

Число столкновений вычислялось для $t = 9$ мин, $\tau = 25$ и 36 с, $Q = 10^{12}$ частиц. Что касается счетной концентрации капель в 1 см^3 облачной среды n_R , то по [4] в кучевых облаках она монотонно уменьшается с высотой от основания облака и в переохлажденной его части становится равной примерно 40 капель/ см^3 . В расчетах, кроме этого значения, взято и $n_R = 60$ капель/ см^3 .

Измерение ε в облаках связано со значительными трудностями. Таких измерений мало, и их нельзя считать достаточно надежными. Приведем некоторые данные о скорости диссипации турбулентной энергии в конвективных облаках и для сопоставления в подоблачном слое. Так, в [17] получено, что в конвективных облаках $\varepsilon = 1000 \text{ см}^2/\text{с}^3$, в других работах приводятся значения ε , равные даже нескольким тысячам. По данным работ [1] и [3] в подоблачном слое на высоте нескольких метров от поверхности земли в дневное время значения ε колеблются в пределах от 100 до $1000 \text{ см}^2/\text{с}^3$.

Расчеты выполнены для широкого диапазона возможных значений ε в конвективных облаках, а именно: 60 , 600 и $6000 \text{ см}^2/\text{с}^3$.

В табл. 1 приведено общее число столкновений частиц реагента с облачными каплями, рассчитанное по формуле (7) за время $t = 9$ мин, в зависимости от расстояния r от места введения реагента ($Q = 10^{12}$ частиц) в момент времени $t = 0$, радиуса частиц реагента ρ и скорости диссипации турбулентной энергии в облаке ε при $n_R = 40$ частиц/л и двух коэффициентах захвата E , равных 1 и $0,2$.

В табл. 2 приведена зависимость концентрации частиц реагента, при которой происходит одно их соударение с облачными каплями в 1 л облачной среды, от времени τ , n_R , ρ , ε и E , рассчитанная по формуле (4).

На основании данных табл. 1 и 2 можно сделать следующие выводы о протяженности зоны активного воздействия — области, где

Общее число столкновений частиц реагента с облачными каплями $N(r, t)$
в зависимости от r , ρ и ε

r м	q (r) л ⁻¹	ε см ² /с ³	ρ см						
			10 ⁻⁶ см	5·10 ⁻⁶		10 ⁻⁵		5·10 ⁻⁵	
				E=1	E=0,2	E=1	E=0,2	E=1	E=0,2
250	3,02	60	15,20	7,25	3,04	6,25	2,04	5,45	1,25
		600	27,70	18,60	5,30	17,60	4,31	16,8	3,52
		6000	62,60	54,50	13,90	53,50	11,50	52,7	10,70
300	2,31	60	8,60	4,10	1,72	3,53	1,15	3,08	0,70
		600	15,60	10,50	2,99	9,95	2,44	9,50	1,99
		6000	35,40	30,80	7,88	30,20	6,49	29,80	6,05
350	1,67	60	4,28	2,04	0,85	1,76	0,57	1,54	0,35
		600	7,79	5,24	1,49	4,96	1,21	4,75	1,00
		6000	17,60	15,40	3,94	15,10	3,25	14,90	3,02
400	1,16	60	2,28	1,09	0,46	0,94	0,31	0,82	0,19
		600	4,15	2,79	0,79	2,64	1,65	2,53	0,53
		6000	9,39	8,18	2,09	8,03	0,73	7,93	0,61
450	0,77	60	1,19	0,57	0,24	0,49	0,16	0,43	0,10
		600	2,16	1,46	0,42	1,38	0,34	1,32	0,28
		6000	4,90	4,28	1,09	4,20	0,90	4,14	0,84
500	0,48	60	0,60	0,28	1,12	0,24	0,08	0,21	0,05
		600	1,09	0,73	0,21	0,69	0,17	0,66	0,14
		6000	2,46	2,17	0,55	2,10	0,45	2,07	0,42
550	0,29	60	0,30	0,14	0,06	0,12	0,04	0,11	0,02
		600	0,54	0,37	0,10	0,35	0,08	0,33	0,07
		6000	1,23	1,08	0,28	1,06	1,23	1,04	0,21
600	0,16	60	0,14	0,68	0,03	0,06	0,02	0,05	0,01
		600	0,26	0,17	0,05	0,16	0,04	0,16	0,03
		6000	0,58	0,51	0,03	0,50	0,11	0,49	0,10

достигается одно столкновение частиц реагента с облачными каплями в 1 л облачной среды.

1. Для $\varepsilon = 60$ см²/с³ и частиц реагента с $\rho \leq 5 \cdot 10^{-6}$ см протяженности зоны активного воздействия ограничена 400 м.

2. При заведомо завышенном значении диссипации турбулентной энергии $\varepsilon = 6000$ см²/с³ зона активного воздействия достигает 550 м.

3. При $E = 0,2$ даже для $\varepsilon = 6000$ см²/с³ и $\rho = 10^{-6}$ см только при концентрации реагента, близкой к 2 частицам на 1 л, может произойти одно столкновение частиц реагента с облачными каплями.

4. Зависимость протяженности зоны активного воздействия от размеров частиц реагента возрастает с уменьшением ε и E .

Концентрация частиц реагента n_p (в л⁻¹) за время τ при различных значениях n_R , ρ , ε и E

ε см ² /с ³	n_R л ⁻¹	τ с	ρ см							
			10^{-6}		$5 \cdot 10^{-6}$		10^{-5}		$5 \cdot 10^{-5}$	
			$E=1$	$E=0,2$	$E=1$	$E=0,2$	$E=1$	$E=0,2$	$E=1$	$E=0,2$
60	60	25	2,32	3,12	4,9	10,70	5,75	15,80	6,78	26,90
		36	1,63	2,25	3,44	7,60	4,03	11,26	4,73	19,06
	40	25	3,48	4,68	7,35	16,00	8,62	23,80	10,17	40,30
		36	2,44	3,37	5,16	11,40	6,04	16,89	7,10	28,60
600	60	25	1,36	2,62	2,01	5,97	2,11	8,10	2,27	10,70
		36	0,99	1,98	1,38	4,58	1,47	5,70	1,55	7,18
	40	25	2,04	3,93	3,01	8,95	3,16	12,15	3,40	16,05
		36	1,48	2,97	2,07	6,87	2,20	8,55	2,32	10,80
6000	60	25	0,60	1,76	0,69	2,92	0,71	3,18	0,72	3,50
		36	0,42	1,29	0,48	2,05	0,49	2,24	0,50	2,44
	40	25	0,90	2,64	1,04	4,38	1,06	4,77	1,08	5,25
		36	0,63	1,94	0,72	3,07	0,74	3,36	0,75	3,66

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

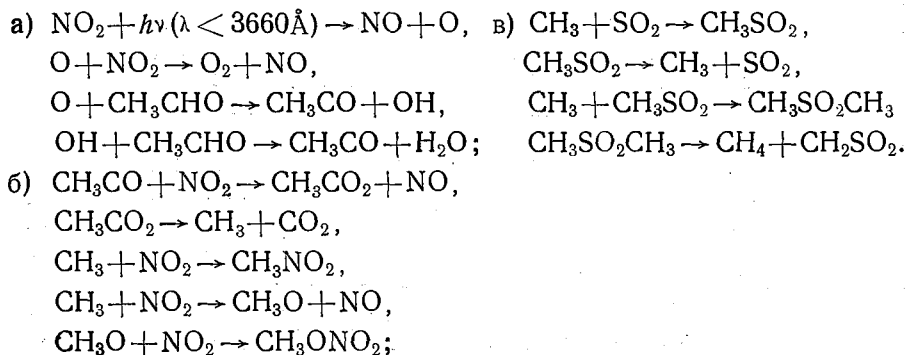
1. Бызова Н. Л., Иванов В. П., Морозов С. А. Турбулентные характеристики скорости ветра и температуры в пограничном слое атмосферы. Атмосферная турбулентность и распространение радиоволн.— М.: Наука, 1967, с. 78—92.
2. Волощук В. М., Седунов Ю. С. Процесс коагуляции в дисперсных системах.— Л.: Гидрометеиздат, 1975. 320 с.
3. Гурвич А. С., Копров Б. М., Цванг Л. Р., Яглом А. М. Эмпирические данные о мелкомасштабной структуре атмосферной турбулентности. Атмосферная турбулентность и распространение радиоволн.— М.: Наука, 1967, с. 30—50.
4. Зайцев В. А. Водность и распределение капель в кучевых облаках.— Тр. ГГО, 1950, вып. 19(81), с. 122—132.
5. Клинго В. В. Диффузия малых частиц в атмосферном турбулентном потоке.— Тр. ГГО, 1969, вып. 238, с. 48—63.
6. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1965. 876 с.
7. Мейсон Б. Дж. Физика облаков.— Л.: Гидрометеиздат, 1961. 542 с.
8. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы.— Л.: Гидрометеиздат, 1959. 190 с.
9. Никандрова Г. Т. Изменение с высотой микроструктуры облаков разного типа.— Тр. ГГО, 1962, вып. 126, с. 70—78.
10. Седунов Ю. С. Кинетика формирования облачного спектра. Автореферат докторской диссертации.— Обнинск, 1967.
11. Смирнов В. И. О величине константы турбулентной коагуляции.— Тр. ЦАО, 1966, вып. 71, с. 16—25.
12. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков.— Тр. ГГО, 1967, вып. 202, с. 13—21.

13. Учеваткина Т. С. Расчеты роста капель и сферических ледяных частиц в облаках при естественном осадкообразовании и при активных воздействиях.— Тр. ГГО, 1965, вып. 176, с. 3—12.
14. Чандрасекар С. Стохастические проблемы в физике и астрономии.— М.: Изд. иностр. лит., 1947. 168 с.
15. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество.— Л.: 1964. 401 с.
16. East T. W., Marschall J. S. Turbulence in cloud as a factor in precipitation.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1954, vol. 80, p. 343—356.
17. Safman P. G., Turner J. L. On the collision of drops in turbulent clouds.— J. Fluid. Mech., 1956, p. 1—10.

РОЛЬ НЕКОТОРЫХ ВИДОВ ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ В КОНДЕНСАЦИОННЫХ ПРОЦЕССАХ В АТМОСФЕРЕ

Как следует из материалов прямых измерений химического состава аэрозолей индустриального (урбанистического) происхождения, опубликованных в СССР и за рубежом в последние годы [12—16], доля органических частиц в них оказывается значительной. По некоторым оценкам она достигает 20—25% общего количества аэрозольных частиц. Это и естественно, если принять во внимание многочисленные причины появления в атмосфере городов аэрозолей, состоящих из органических веществ. Из этих причин, несомненно, первое место принадлежит сгоранию всех видов углеводородного топлива. Неполное сгорание такого топлива приводит к выбросу первичных газообразных продуктов типа бензолов и низких углеводородных мономеров.

Объем сжигаемого топлива для некоторых крупных промышленных городов составляет примерно 200 т в сутки. Известно также, что для целого ряда первичных органических соединений, появляющихся при сгорании углеводородного топлива в атмосфере в газообразной форме, характерны вторичные химические реакции, приводящие к формированию жидких комплексных соединений типа CHR (R — неорганический радикал, взаимодействующий с углеводородной группой типа C_mH_{m+2}). Примером циклов химических реакций такого типа могут служить:



Активность органических частиц в качестве центров конденсации водяного пара в атмосфере является исключительно важной характеристикой и является одним из важнейших условий образования некоторых видов смогов и туманов радиационного типа в воздушных бассейнах городов. Активность аэрозолей в качестве центров конденсации или замерзания (наиболее вероятного по сравнению с прямым процессом сублимации) определяется, по нашему мнению, основанному на большом цикле данных ИК-ЯМР-спектроскопии [4, 6, 7], следующими факторами:

1. Неидеальность растворов затрудняет даже для далеких от насыщения концентраций водных растворов использование для них в обычной форме закона Рауля. Известны некоторые пути преодоления этой ограниченности закона Рауля. Так, авторы [1] и [2] получили уравнение для равновесной упругости пара в виде:

$$E_i = \frac{N}{N + k \frac{S r_0^3}{r_i^3 \mu}} E_v, \quad (1)$$

где S — растворимость вещества, N — число молей растворенного вещества, μ — молекулярная масса растворенного вещества, r_0 — начальный радиус капли раствора, r_i — радиус выросшей капли, E_v — упругость насыщенного пара над водой.

Иные авторы [9] пытаются для растворов большей концентрации использовать полиномиальный вид выражения для равновесной относительной влажности в форме, предложенной М. С. Вревским еще в 30-е годы. Однако легко видеть, что в обоих случаях для оценки истинной равновесной упругости пара не привлекаются такие существенные процессы, как гидратация воды на поверхностях неопределенных углеводородных частиц, а также влияние гидрофобности ряда поверхностей.

Как было показано В. Г. Морачевским ранее [4], гидрофобность обладает, если можно так сказать, энергетическим смыслом из-за способности крупных молекул ПАВ (органических веществ) изменять число и значение водородных связей в водном растворе. Это явление ведет (при условии сохранения величины коэффициента самодиффузии молекул водяного пара) к уменьшению подвижности молекул, т. е. к уменьшению молярной энтальпии раствора. Легко видеть, что, имея некоторые исходные данные о химических веществах, составляющих аэрозольную частицу, а также о их начальной концентрации, можно вычислить снижение структурной температуры ($T_{ст}$) поверхности аэрозольной частицы за счет как обычной гидратации воды, так и энергии гидрофобных взаимодействий. В. Г. Морачевский в [6] предложил обобщенную формулу для равновесной упругости пара над поверхностью реальной жидкой частицы с гидратационной постоянной (ΔE_g) для капель (частиц) достаточно большого размера ($r \geq 1$ мкм):

$$E_{r, g} = E_0 \exp \frac{1}{T + \Delta T_1} \left[\frac{L}{AR} + \frac{2\sigma}{\rho RT} \frac{1}{r} \right], \quad (2)$$

где $\Delta T_1 = -\frac{\Delta E}{\Delta E + \Delta E_g} T$, σ — поверхностное натяжение жидкой аэрозольной частицы, ρ — плотность раствора, L — удельная теплота парообразования, R — универсальная газовая постоянная.

В настоящей статье приводятся результаты расчетов конденсационного роста аэрозольных частиц, часто обобщаемых понятием «аэрозольное загрязнение промышленного (урбанистического) происхождения». Следуя работам [15] и [16], нами была принята следующая модель аэрозольного загрязнения:

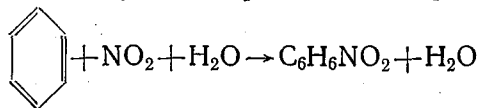
- аэрозоль моодисперсный, $r = 2,4$ мкм;*
 - между аэрозолями различного химического состава химического взаимодействия не происходит;
 - конденсационный процесс протекает ограниченное время, что позволяет сохранить его стационарным: $T_s = \text{const}$ ($E_s = \text{const}$);
 - концентрация растворенного вещества на поверхности аэрозольной частицы считается переменной и равной 0,1, 0,2 и 0,4 н.к. (н.к. — насыщенная концентрация);
 - концентрация частиц при этом составляет соответственно $5 \cdot 10^{-4}$, $5 \cdot 10^{-3}$ и $5 \cdot 10^{-2}$ мг/см³.

Расчеты производились для трех органических веществ, являющихся продуктами заключительного цикла реакций, происходящих в приземном слое воздуха, первично содержащем водяной пар, окислы серы и окислы азота.

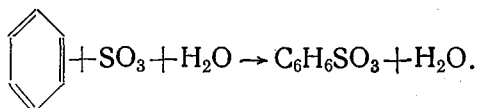
Схематизация условий образования центра конденсации (жидкой частицы) при достаточной влажности воздуха может быть сделана следующим образом.

Газообразное вещество, содержащее группы молекул СН, которые выделяются в атмосферу при сгорании топлива, обозначим X , а уже присутствующие к этому времени в атмосфере газообразные примеси (типа SO_2 , NO и т. д.) — Y . Тогда, в ряде случаев $X + Y \xrightarrow{\kappa} A$, т. е. при некотором значении энергетического ресурса K образуется более сложное вещество A .

Примером может служить образование нитробензола по схеме

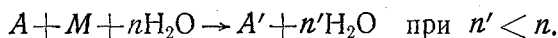


или бензосульфоната по схеме



* Во второй серии расчетов было принято, что аэрозоли подчиняются распределению вида $n(r) = Ar^2 e^{-\frac{B}{r}}$.

Присутствие в атмосфере при этом этиленовых групп CH (обозначим их в схеме как M) ведет к появлению более сложных стеролов и полициклических органических веществ ($\text{CH}_2=\text{CH}_2=\text{CH}_2$). Таким образом, осуществляется дальнейший шаг схематизации



К веществам типа A' относятся вещества CH_3CO_2 , CH_3ONO_2 , $\text{CH}_3\text{SO}_2\text{CH}_3$, образующиеся в результате химических реакций, описанных выше.

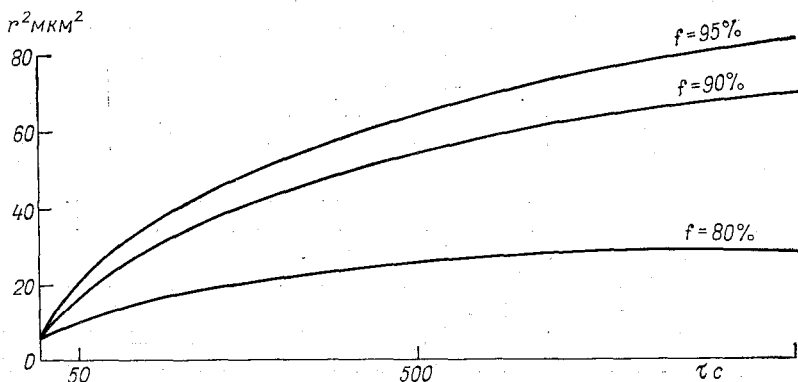


Рис. 1. Конденсационный рост органических частиц типа A' при различных значениях относительной влажности воздуха у земли.

Расчет конденсационного роста частиц производился по уравнению Л. Г. Качурина из [3]

$$\frac{dr_p}{dt} + \frac{1}{r_0} \left(f \frac{E_v}{E_p} - 1 \right) \frac{D_p E_p}{\rho_p kNT} - \frac{1}{r_0^2} \frac{2\sigma_p \mu^2 D E_p}{(\rho_p kNT)^2}, \quad (3)$$

где E_v — упругость насыщенного пара относительно плоской поверхности воды при температуре T , ρ_v — плотность воды, σ_p — поверхностное натяжение раствора при концентрации n и температуре T , ρ_p — плотность раствора, E_p — давление пара над жидкой частицей органического состава (типа A'), которое рассчитывалось в рамках принятой модели по формуле (2).

На рис. 1 представлены результаты расчетов скорости конденсационного роста частиц ряда органических веществ типа полициклических стероидов, обнаруженных в загрязненной городской атмосфере при относительной влажности у земли f , равной 80, 90 и 95% и температуре 278 К.

Данные рис. 1 показывают, что за время несколько минут после введения в атмосферу органических (углеводородных) соединений в ней при наличии водяного пара и неорганических окислов даже при влажности 80% образующиеся капли достигают размера 10 мкм. Скорость роста капель увеличивается с увеличением относительной влажности воздуха.

Появление частиц органических веществ при их достаточной счетной концентрации приводит к интенсификации смогов и к уменьшению дальности видимости в них до L , рассчитываемой по формуле

$$L = \frac{4}{3} \frac{\rho}{FW} \ln \left(\frac{1}{\varepsilon} \right) \frac{\sum r_i^3 n_i}{\sum r_i^2 n_i}, \quad (4)$$

где r — радиус капель, n — счетная концентрация, ρ — плотность капли, F — функция длины волны и радиуса капель (для $r \geq 2$ мкм и $\lambda = 0,475$ мкм F близка к 2), ε — порог контрастной чувствительности глаза (0,02), W — водность тумана (смога).

В практических расчетах дальности видимости (в метрах) формула (4) обычно используется в виде

$$L = 2,5 \frac{\bar{r}_{KB}}{W}, \quad (5)$$

где

$$\bar{r}_{KB} = \sqrt{\frac{\sum r_i^3 n_i}{\sum n_i}}$$

— средний квадратический радиус в мкм.

Анализ измерений, выполненных нами в ряде промышленных городов за 1975—1978 гг., показал, что вклад органических соединений в загрязнение атмосферы достаточно велик и что эти соединения могут играть существенную роль в формировании городских смогов. Так, например, в марте 1977 г. в одном из крупных промышленных центров наблюдалось ухудшение видимости от 800 до 400 м в период с 15 до 17 ч (в часы наиболее интенсивного транспортного движения). При этом значение водности, рассчитанное по формуле (5), увеличилось на $0,0075 \text{ г/м}^3$, а концентрация органических соединений в атмосферном воздухе, по данным наших измерений, достигала $0,02 \text{ мг/м}^3$. В то же время метеорологические условия, в том числе и дальность видимости (по данным метеостанции, находящейся вне зоны промышленного загрязнения), в период измерений оставались неизменными. Все это дает основание предполагать, что наблюдавшееся ухудшение видимости обусловлено интенсивным выбросом в атмосферу города органических веществ, являющихся продуктами неполного сгорания топлива, сжигаемый объем которого составил примерно 8 т в час.

Таким образом, используя ранее развитую теоретическую модель, мы произвели расчеты конденсационного роста капель на ядрах CHR. В результате можно сделать вывод, что появление частиц CHR в атмосфере даже при влажности 80% и при их достаточной счетной концентрации может привести к образованию смогов с дальностью видимости в них менее 800 м.

Автор приносит свою благодарность и признательность профессору В. Г. Морачевскому за консультации и ценные советы, данные при написании этой статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Э. Л. О давлении водяного пара над растворами.— Труды ИППГ, вып. 9, с. 58—61.
2. Александров Э. Л., Левин Л. М., Седунов Ю. С. К вопросу о конденсационном росте капель на гигроскопическом ядре.— Труды ИППГ, вып. 9, 1967, с. 68—70.
3. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы.— Л.: Гидрометеиздат, 1973. 365 с.
4. Морачевский В. Г. Пути искусственного регулирования устойчивости природных аэродисперсных систем. Автореферат докторской диссертации.— Ленинград, ГГО, 1970. 49 с.
5. Морачевский В. Г. Вода в атмосфере. Сборник лекций.— Л.: Изд. ЛГМИ, 1973. 30 с.
6. Морачевский В. Г., Дубрович Н. А., Попов А. Г. Некоторые общие свойства льдообразующих поверхностей.— ДАН СССР, 1972, т. 372, с. 48—52.
7. Морачевский В. Г., Дубрович Н. А., Потанин А. Н. К вопросу о льдообразующей активности веществ.— ЖПХ, 1973, т. X, вып. 3, с. 132—138.
8. Morachevsky W. G. On the molecular basics of nucleation. J. Rech. Atm., 1973, v. 1, № 3, p. 371—375.
9. Прейс И. Р. Рассеяние теплового тумана засевом поваренной соли в лабораторном эксперименте.— Труды ЗакНИГМИ, 1974, вып. 55(61), с. 24—30.
10. Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли.— Л.: Гидрометеиздат, 1966. 174 с.
11. Химия нижней атмосферы. Сб. статей/Под ред. С. Расула.— М.: Мир, 1976. 406 с.
12. Friedlander S. K., Miller M. S., Hidy G. M. A chemical element balance for the Pasadena aerosol.— J. Colloid and Interface Sci., 1972, vol. 39, N 1, p. 237—252.
13. Friedlander S. K. Small particles in air pose a big control problem.— Env. Sci. Technol. 1973, vol. 7, pp. 1115—1118.
14. Friedlander S. K., Gartrell G. Relating particulate pollution to sources: the 1972 California aerosol characterization study.— Atm. Env., 1975, vol. 9, p. 279.
15. Higgins I., Burns R. The chemistry and microbiology of pollution.— London, San-Francisco: Academic Press, 1975.— 248 p.
16. Friedlander S. K. The characterization of aerosols distributed with respect to size and chemical composition (I, II).— In: Aerosol Science, vol. 1, 1970, p. 1146—1155.

*С. П. Гирс, В. Н. Каменцев,
В. Н. Недостаев, В. Н. Стебин*

ИЗОТЕРМИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СТРУКТУРЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЛЬДА

При исследовании авторами свойств поликристаллического льда как побочный результат было отмечено увеличение среднего размера кристаллов с течением времени при постоянной температуре. Средний (характерный) диаметр кристаллов является некоторой мерой упорядоченности в поликристалле, т. е. связан с его энтропией. Вероятно, что происходящие при постоянной температуре процессы укрупнения кристаллов определяются связанной энергией, составляющей ту часть теплоты кристаллизации, которая не участвовала в повышении температуры. Если это так, то модифицирование льдообразующих веществ в направлении образования на них более мелкокристаллической структуры льда должно повышать температурный порог льдообразования. По этой причине выявления количественной закономерности данного явления представляет определенный интерес.

Поставленный для получения количественных результатов эксперимент состоял в следующем. При атмосферном давлении и температуре -78°C из воды с проводимостью $6 \cdot 10^{-7} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ изготовлялись образцы льда, которые затем помещались в холодильную камеру. В камере их температура доводилась до -15 , -6 и -2°C для 1, 2 и 3-й серий образцов соответственно. После достижения равновесной температуры (на что требовалось примерно 6 ч) через определенные промежутки времени со сколов образцов снимались формваровые реплики. (Время, истекшее к моменту скола, называется временем отжига, а сам процесс выдержки при определенной температуре — отжигом.) Оттененные хромом реплики фотографировались в электронном микроскопе УЭМВ-100 К. Полученные электронномикроскопические снимки промерялись для вычисления среднего диаметра (характерного размера) кристаллов. Поскольку на фотографиях промерялись не диаметры кристаллов, а диаметры их случайных сечений, был проведен перерасчет с целью получения функции распределения кристаллов по диаметрам способом Салтыкова [3]. За характерный размер принимался диаметр, соответствующий максимуму функции распределения.

Об изменении характерных размеров кристаллов со временем при разных температурах отжига можно судить по рис. 1, где на оси ординат отложен характерный размер, а на оси абсцисс — время. Очевидно, что наклон кривых в какой-то мере характеризует интенсивность рекристаллизации. Из рис. 1 видно, что наиболее интенсивно рекристаллизация идет в начале процесса. Однако получить достоверные экспериментальные результаты, относящиеся к начальному интервалу времени, невозможно из-за неопределенности величины температуры (неравномерный прогрев образца). Поэтому начало кривых получено аппроксимацией замеров в точку соответствующую характерным размерам кристаллов при температуре -78°C .

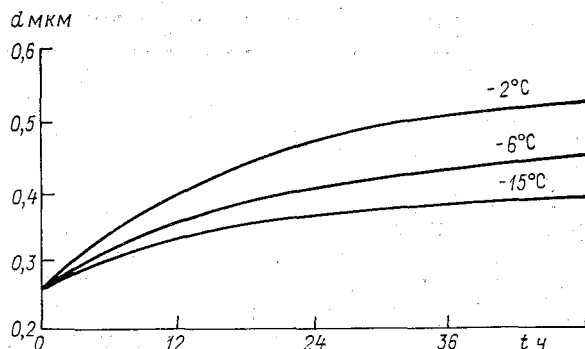


Рис. 1. Зависимость характерных размеров кристаллитов от времени и температуры отжига.

Результаты эксперимента хорошо аппроксимируются формулой

$$d = At^n,$$

где d — характерный размер (мкм), t — время в сутках.

Значение постоянных A и n для трех температур отжига T приведены в табл. 1.

Таблица 1

$T^{\circ}\text{C}$	$A \cdot 10^{-5}$ см/сут	n
-2	4,57	0,168
-6	4,18	0,135
-15	3,63	0,090

Авторы попытались найти отличный от характерного размера и легко измеримый параметр; изменение которого во времени могло бы служить мерой интенсивности происходящих при отжиге поликристаллического льда процессов. Было сделано предположе-

ние, что поскольку температурный скачок вызывает в поликристаллическом льде достаточно длительно протекающие изменения (при постоянной температуре), то сам факт появления льда, т. е. замерзания воды, при некоторой отрицательной (постоянной) температуре должен сопровождаться какими-то процессами, затухающими не слишком скоро.

В работе [1] установлена связь электрических свойств поликристаллического льда с размерами его кристаллов. Следовательно, величины диэлектрической проницаемости льда ϵ и тангенса угла потерь $\operatorname{tg} \delta$ должны стабилизироваться только через некоторое время после образования льда. Для экспериментальной проверки этого предположения из дистиллированной воды при температуре -12°C были изготовлены образцы льда. Далее на протяжении опыта температура -12°C поддерживалась с точностью $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$. Через 2, 4, 6 и 12 часов после получения образцов льда емкостным методом [2] определялись диэлектрическая постоянная ϵ и тангенс угла потерь $\operatorname{tg} \delta$ в диапазоне частот 0,3—6000 Гц.

Результаты опытов представлены в табл. 2. В последних двух строках таблицы даны процентные отношения изменения величин ϵ и $\operatorname{tg} \delta$ за 2 часа отжига к изменению тех же величин за 12 часов отжига. Эти отношения показывают, что практически параметры стабилизируются в течение первых двух часов. Это время меньше того, которое необходимо для завершения процесса рекристаллизации. Поэтому, вероятно, нельзя говорить о непосредственной связи изменения величин ϵ и $\operatorname{tg} \delta$ с изменениями характерного размера кристаллита.

Таблица 2

Величина	Время отжига, ч	Частота, Гц									
		0,3	1	3	10	30	200	300	1000	3000	6000
ϵ	0	3100	860	520	365	280	167	154	126	83	43
	2	924	560	390	305	255	152	143	114	72	32
	6	702	490	355	280	245	152	141	113	70	32
	12	624	460	330	270	240	150	142	115	72	35
$\operatorname{tg} \delta$	0	2,2	1,2	0,7	0,35	0,1	0,4	0,3	0,3	0,6	1,0
	2	1,4	1,2	0,6	0,2	0,1	0,2	0,1	0,3	1,0	0,7
	6	1,7	0,9	0,4	0,2	0,1	0,2	0,1	0,3	1,0	0,7
	12	1,6	0,7	0,4	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	1,0	0,7
Изменение ϵ за 2 ч, %		88	75	68	63	62	100	100	100	100	100
Изменение $\operatorname{tg} \delta$ за 12 ч, %		41	10	33	100	100	100	100	100	100	100

Таким образом, на основании проведенных экспериментов можно сказать, что в облаке происходит непрерывное и интенсивное изменение электрических свойств ледяных частиц и перестройка их

структуры. Это обстоятельство существенным образом должно сказаться на процессах электризации и его необходимо учитывать при анализе механизмов электризации твердых гидрометеоров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Недостаев В. Н., Жебровский А. К., Стебин В. Н. Влияние субструктуры льда на его электрические свойства.—Труды ААНИИ, 1974, т. 324, с. 42—45.
2. Недостаев В. Н., Жебровский А. К. Методика исследования электрических свойств льда, образованного в вакууме.—Труды ААНИИ, 1974, т. 324, с. 33—41.
3. Салтыков С. А. Стереометрическая металлография.—М.: Металлургиздат, 1972. 322 с.

С. П. Гирс, В. Н. Каменцев

МИКРОИНТЕРФЕРЕНЦИОННАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ ВОДЫ НА ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ПОДЛОЖКАХ

При исследовании фазовых переходов воды на различных подложках наиболее трудным является фиксирование момента начала фазового перехода и фотографическая фиксация этого момента. При использовании оптической микроскопии оптимальным является применение микроинтерференционного метода, позволяющего обнаруживать жидкую фазу воды в гранях кристаллов при толщинах пленки около 0,027 мкм.

Принцип работы интерференционного микроскопа [4] можно пояснить с помощью рис. 1. Источник света 1 через коллиматор 2 дает параллельный пучок света, который на полупрозрачном зеркале 3 разбивается на два пучка. Отраженный от зеркала 3 первый пучок через объектив 8 фокусируется на объекте 9, отражается от него и через полупрозрачное зеркало попадает в окуляр 6. Второй пучок фокусируется объективом 4 на эталонном зеркале 5, отражается от него, возвращается к зеркалу 3, которым отражается в окуляр 6. В фокальной плоскости окуляра 6 пучки интерферируют. Исследуемая поверхность и интерференционная картина наблюдаются одновременно через окуляр 6. В точках, где разность хода составляет λ , 2λ , 3λ и т. д. (λ — длина волны света), в результате интерференции наблюдаются световые полосы, а в точках, где разность хода равна $\lambda/2$, $3\lambda/2$, $5\lambda/2$ и т. д., — темные полосы. Если на исследуемой поверхности 9 появится капля воды, то в этом месте изменится разность хода и полосы сместятся на удвоенное значение изменения разности хода.

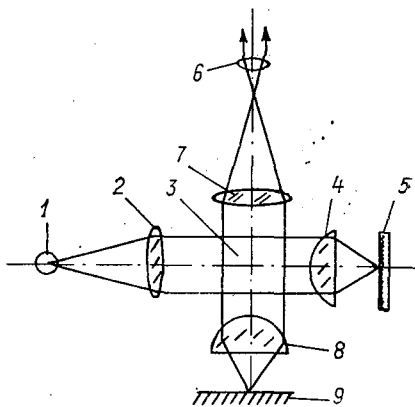


Рис. 1. Ход лучей в интерференционном микроскопе.

Очевидно, что оптическая схема интерферометра предъявляет особые требования к поверхности исследуемого образца, а именно поверхность его должна быть практически зеркальной, с вертикальными неровностями не более 0,01 мкм. Подобным требованиям могут удовлетворить сколы монокристаллов и образцы в виде тонких пленок. Технология получения последних значительно проще. Кроме того, тонкие пленки могут быть исследованы в просвечивающем электронном микроскопе на предмет определения их структурных особенностей для сопоставления топографии этих особенностей с топографией начальной стадии конденсации воды.

В свою очередь подобные образцы предъявляют несколько специфические требования к другим узлам установки, если на ней предполагается измерять параметры (внешней среды), моделируя условия в облаке, например повышение за счет тепла кристаллизации температуры гидрометеора относительно температуры воздуха. Учитывая все возникшие из специфики микроинтерференционного метода требования, была собрана описанная ниже установка для исследования фазовых переходов воды на льдообразующих подложках.

Измерение температуры

Температура, наряду с влажностью, является основным параметром, определяющим процесс фазового перехода. Любой датчик температуры вносит возмущение в температурное поле, и значение этого возмущения определяется размерами и геометрией как датчика, так и исследуемого объекта. На первый взгляд, наиболее радикальным способом сведения всех погрешностей к ничтожно малому значению является напыление в вакууме плоской термопары [5] под или на пленку льдообразующего вещества. Однако для каждого образца тогда потребуется новая термопара, причем воспроизводимость показаний, особенно при напылении поверх пленки, вызывает сомнения. Достоверно фиксировать малые вариации температуры возможно только используя один и тот же датчик. Все термометры сопротивления, помимо холодоотвода за счет электрических выводов, нагревают образцы за счет джоулева тепла (при измерении). Термопара в режиме измерения тока также будет работать как тепловой насос за счет эффектов Пельтье и Томсона [2]. Таким образом, наиболее подходящим датчиком оказывается термопара в режиме измерения ЭДС. Тогда нагрев за счет эффектов Пельтье и Томсона будет происходить только во время измерения оператором термоэдс (до момента компенсации). Для уменьшения подобного нагрева при измерении отрицательных температур предпочтительнее вместо традиционной медьконстантановой термопары (коэффициент Томсона 25 мкВ/°С) применять хромель-алюмелевую термопару (коэффициент Томсона 7 мкВ/°С). В [2] изложен метод расчета поправок на искажение проводами термопары температуры поля исследуемого объекта, а также метод экспериментального определения поправок. Внесение, согласно [3], поправок

ает возможность измерять температуру на пленочных образцах точностью около $\pm 0,2^\circ\text{C}$, что находится в пределах точности потенциометра ПП-63.

Температура воздуха около подложки контролируется аналогичной хромель-алюмелевой термопарой в режиме измерения термоэдс.

Измерение влажности

В качестве датчиков влажности используются два устройства: датчик метеозонда и пьезокварцевый датчик с пленкой адсорбента. Использование двух датчиков вызвано следующими обстоятельствами. По литературным данным [3], датчик метеозонда обладает своеобразным «гистерезисом»: датчик, попавший из среды с большой влажностью в среду с меньшей влажностью, дает некоторое время завышенные показания, а датчик, выдержанный в сухой атмосфере, требует «регенерации» во влажной. Нижний предел рабочих температур может достигать -20°C . В технической документации на кварцевый влагомер не предусмотрена работа при отрицательных температурах, что согласуется и с литературными данными [1], но «гистерезисным» явлениям пьезокварцевый датчик не подвержен. Авторы провели шестимесячное испытание пяти датчиков метеозонда на стабильность показаний и для определения времени установления показаний. В качестве контрольных точек были выбраны относительные влажности 15, 33, 52, 76 и 97%, которые получались в эксикаторах над насыщенными растворами солей CaCl_2 , MgCl_2 , NaBr , NaCl , K_2SO_4 соответственно. Сопротивление датчика измерялось мостом переменного тока с точностью $\pm 1\%$. За время испытаний отклонений относительной влажности от первоначально полученной при градуировке более чем на 2% не отмечено. Время установления показаний, проверенное по кварцевому влагомеру при скачках влажности порядка 20%, не превышало 15 мин. Испытания кварцевого влагомера показали, что стабильность его показаний находится в тех же пределах и, кроме того, что он стабильно работает до температуры -6°C при относительной влажности 76% (над раствором NaCl).

В установке кварцевый датчик служит для проверки показаний датчика метеозонда на отсутствие гистерезиса.

Охлаждение воздуха и пленки льдообразующего вещества

Для имитации температурных условий, существующих в облаках при вводе аэрозоля льдообразующего вещества, в установке предусмотрена возможность поддерживать разницу температур воздуха и поверхности пленки. Для этого охлаждение воздуха и пленки осуществляется независимо друг от друга.

Охлаждение воздуха и насыщение его водяным паром происходит в сосуде Дюара 1 емкостью 15 л (рис. 2). На крышке сосуда крепится шток 4 с тарелочками 2, в которые помещается

охлаждающая смесь, например лед с поваренной солью. Воздух из микрокомпрессора (с регулируемой от 0,1 до 0,5 л/мин производительностью) поступает через трубку 3. В результате избыточного давления, создаваемого микрокомпрессором, охлажденный воздух через трубку 5 и узел измерения влажности поступает в камеру объекта интерферометра.

Охлаждение пленки льдообразующего вещества осуществляется термохолодильником 4 (см. рис. 4), в стакан которого помещен

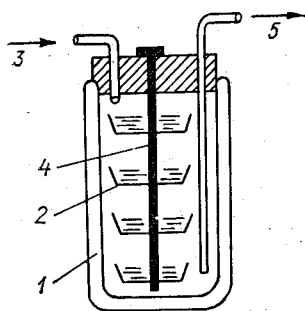


Рис. 2. Устройство для охлаждения и увлажнения воздуха.

медный хладагент 5. Скорость охлаждения может регулироваться либо током, питающим термоэлементы, либо толщиной прокладок 6, помещаемых между заранее охлажденным хладагентом 5 и пленкой 2. Максимальная температура охлаждения подложки — -35°C .

Температура стенок всего тракта, по которому проходит воздух от сосуда Дюара до камеры объекта, выше температуры воздуха, поэтому конденсации влаги до поступления в камеру не происходит и, следовательно, абсолютная влажность воздуха не изменяется. Относительная влажность поступающего в камеру воздуха определяется пересчетом показаний датчика метеозонда по измеренной на входе в камеру объекта температуре воздуха. Последняя регулируется длиной не покрытого теплоизоляцией воздуховода.

Очистка воздуха от заряженных частиц и ионов.

Ионизация воздуха

Представляет несомненный интерес вопрос о роли заряженных частиц и ионов в гетерогенных фазовых переходах воды. Для этого в лабораторной установке необходимо предусмотреть возможность как очистки воздуха от заряженных частиц, так и ионизации его.

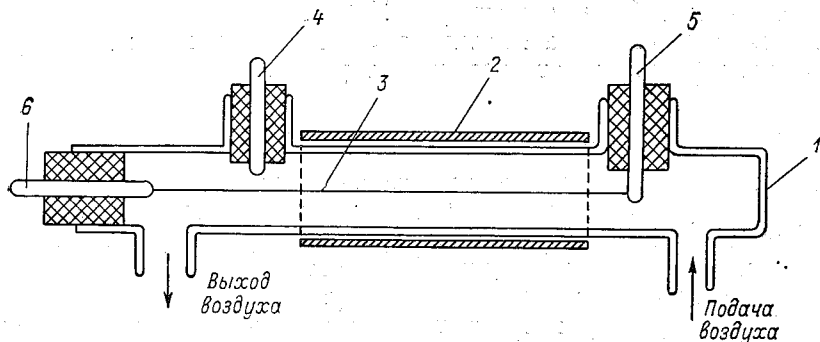


Рис. 3. Устройство для очистки воздуха от заряженных частиц и ионов.

Очистка воздуха от заряженных частиц и ионов осуществляется устройством, изображенным на рис. 3. Воздух пропускается через стеклянную трубку 1 (длина 600 мм), поверх которой укреплен цилиндрический электрод из фольги 2. Второй электрод 3 крепится на штоках 4 и 6, закрепленных в резиновых пробках-уплотнителях. Этот электрод может иметь любой диаметр, вплоть до 22 мм (внутренний диаметр трубки 25 мм). При подаче на электроды 3 и 2 постоянного напряжения создается электрическое поле, осаждающее заряженные частицы.

Это же устройство может быть использовано для ионизации воздуха отрицательной или положительной короной с тонкого электрода 3. Потенциал зажигания короны равен 3500 В для электрода диаметром 0,02 мм и 19000 В для электрода диаметром 1 мм. На штоках 4 и 6 можно укрепить электроды для получения коронного заряда между двумя острями. Расстояние между электродами регулируется штоком 6, перемещающимся по горизонтали.

Камера объектов. Блок-схема установки

На рис. 4 представлена блок-схема установки, включая камеру объектов. Камера объектов сообщается с наружным объемом через два отверстия, одно из которых служит для впуска воздуха 11,

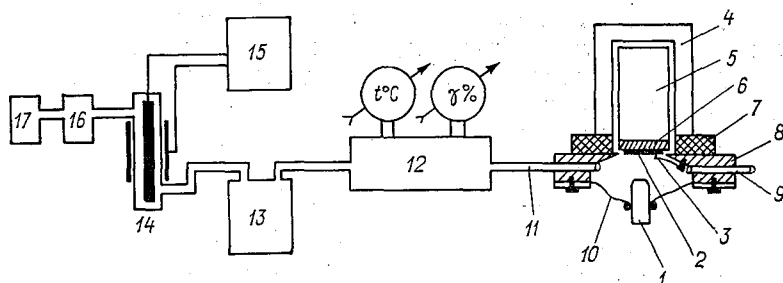


Рис. 4. Камера объектов (1—11) и блоки кондиционирования воздуха (12—17).

1 — объектив интерферометра, 2 — ледообразующее вещество в виде пленки, 3 — арматура термпары для измерения температуры поверхности образца, 4 — микрохолодильник, 5 — хладопровод, 6 — регулирующая прокладка, 7 — термоизоляция, 8 — основание камеры объектов, 9 — выход воздуха, 10 — резиновая мембрана, 11 — входной воздуховод в камеру объектов, 12 — блок измерения влажности, 13 — блок охлаждения и увлажнения воздуха, 14 — устройство для очистки и ионизации воздуха, 15 — источник высокого напряжения, 16 — расходомер воздуха, 17 — микрокомпрессор.

другое — для выхода 9. Термопары, измеряющие температуру воздуха (на рисунке не показана) и подложки, расположены против входного отверстия. Термопара, измеряющая температуру подложки, прижимается к поверхности образца 2 усилием менее 5 г, что гарантирует поверхность образца от повреждения. Термоизоляция 7 одновременно герметизирует щель между микрохолодильником 4 и основанием камеры объектов 8. Резиновая диафрагма 10

позволяет объективу интерферометра 1 свободно перемещаться по всем направлениям.

Последовательность прохождения воздуха через блоки конденсирования следующая. Забираемый микрокомпрессором 17 комнатный воздух через расходомер 16 поступает в устройство для очистки (и ионизации). Воздух очищается (или ионизируется) до охлаждения поскольку иначе потребовалось бы теплоизоляция большой поверхности трубки 1 (см. рис. 2). Влажность охлажденного в сосуде Дюара 13 (рис. 4) воздуха определяется датчиком метеозонда, смонтированного вместе с измерительным сопротивлением в теплоизолированном корпусе блока замера влажности 12. Подогрев воздуха до нужной температуры регулируется длиной воздуховода 11, не имеющего теплоизоляции. Термопара, измеряющая температуру поступающего в камеру объекта воздуха, находится на оси входного отверстия камеры.

Таким образом, с одной стороны, данная установка позволяет поставить эксперимент с моделированием условий в облаке, задавая температуру гидрометеора, влажность и температуру воздуха, ионизацию воздуха с преобладанием положительных или отрицательных ионов. С другой стороны, использование интерференционного метода позволяет наблюдать процессы конденсации и кристаллизации на более ранней стадии, чем при других оптических методах, когда процесс локализуется около активных центров поверхности льдообразующего вещества. Следовательно, при исследовании одного и того же образца льдообразующего вещества (по толщине прозрачного для пучка электронов) на электронном микроскопе и интерферометре можно надеяться получить информацию о природе центров, ответственных за начало процессов фазового перехода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кинг У. Г., мл. Пьезоэлектрический сорбционный гигрометр.— В кн.: Материалы Международного симпозиума по влагометрии. Влажность. Т. I. Л., 1967.
2. Кулаков М. В., Макаров Б. И. Измерение температуры поверхности твердых тел.— М.: Энергия, 1969. 141 с.
3. Мюллер Г. Г. Датчики влажности на основе природных материалов.— В кн.: Материалы Международного симпозиума по влагометрии. Влажность. Т. I. Л., 1967.
4. Сковрцов Р. Е. и др. Микроскопы.— Л.: Машиностроение, 1969. 511 с.
5. Стоянова И. Г., Анаскин И. Ф. Физические основы методов просвечивающей электронной микроскопии.— М.: Наука, 1972. 371 с.

С. П. Гирс, В. Н. Каменцев, В. И. Стебин

ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МОДИФИКАЦИЙ ЛЬДА

Введение

В настоящее время известны 10 типов фазового состояния льда, появление которых определяется температурой и давлением фазового перехода воды [6]. В зависимости от структуры лед изменяет свои диэлектрические свойства, в результате чего меняются его оптические свойства, в частности коэффициенты отражения и поглощения электромагнитных волн.

Известно, что в атмосфере ледяные частицы, образующиеся в тропосферных облаках на высотах до 18 км, содержат лед гексагональной структуры. Условия образования и свойства льда в высоких слоях атмосферы, в том числе в области появления серебристых облаков на высотах 80—85 км, мало исследованы. В то же самое время одна из гипотез возникновения серебристых облаков, так называемая конденсационная гипотеза, объясняет их появление сублимацией водяного пара на частицах метеорной пыли [8]. Подтверждением этой гипотезы является то обстоятельство, что серебристые облака существуют только в узком интервале высот (80—85 км), т. е. в области мезопаузы, где отмечается минимальная температура (-120°C) [7]. При непосредственном измерении было получено, что давление водяного пара на этих высотах равно $2 \cdot 10^{-4}$ — $5 \cdot 10^{-5}$ мм рт. ст. [4], а электронномикроскопический анализ взятых проб частиц показал, что они окружены ледяными оболочками [9]. Однако эта гипотеза не находит единодушной поддержки, так как часть исследователей считает невозможным образование льда в области мезопаузы [1]. Поэтому для выяснения природы серебристых облаков очень важны эксперименты, моделирующие условия зоны мезопаузы: температуру, давление и влажность воздуха.

В настоящей работе излагаются результаты исследований фазовых превращений водяного пара и структуры образующегося льда в зависимости от температуры воздуха при давлениях сухого воздуха $(1 \div 3) \cdot 10^{-3}$ мм рт. ст. и водяного пара 10^{-4} мм рт. ст. и ниже.

Методика проведения экспериментов

Для экспериментальной проверки возможности образования льда в указанных выше условиях и изучения полученного льда нами была проведена серия опытов на электронном микроскопе УЭМВ-100К.

Для исследований было сконструировано специальное устройство, показанное на рис. 1. Оно состояло из патрона для объекта 3, охлаждаемого жидким азотом, который циркулировал в полном медном кольце 4, служащем посадочным гнездом для патрона — объектодержателем. Регулирование температуры в необходимых пределах осуществлялось с помощью керамической печки 2 с бифилярной обмоткой, размещенной в непосредственной близости от образца. Контролировалась температура термопарой, которая представляла собой медную предметную сетку для электронно-микро-

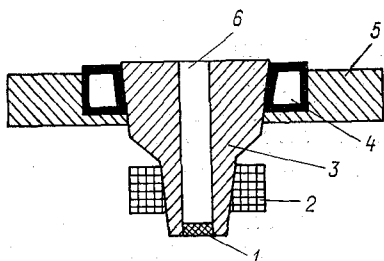


Рис. 1. Устройство для электронно-микроскопического исследования льда. 1 — сетка с коллодиевой пленкой, на которую происходила сублимация воды; 2 — керамическая печка для регулирования температуры; 3 — патрон-держатель подложки 1, выполняющий совместно с 2 роль регулируемого теплопровода; 4 — трубка с циркулирующим жидким азотом, охлаждающая всю систему; 5 — предметный столик; 6 — канал электронного луча.

скопических исследований с напыленным на нее в вакууме слоем константана [5].

Электронный микроскоп откачивали до давления $(1 \div 3) \times 10^{-3}$ мм рт. ст. Водяной пар, присутствующий в остаточных газах, вымораживался при этом азотной ловушкой. Затем подавался жидкий азот в устройство охлаждения образца и с помощью печки устанавливалась необходимая температура. После этого открывался регулирующий вентиль, соединяющий камеру образца с предварительно обезгаженной колбой с водой.

Давление паров воды определялось как разность давлений паровоздушной смеси после открытия вентиля и остаточного давления воздуха до его открытия с помощью прибора ВИТ-2 с точностью от -50 до $+100\%$.

В указанных пределах постоянство давления паров воды в процессе каждого эксперимента поддерживалось с помощью натекателя. Конденсация пара велась на коллодиевую пленку, лежащую на предметной сетке-термопаре. В процессе конденсации на экране микроскопа наблюдалась дифракционная картина. По ее изменению можно было судить о структуре образующегося конденсата. Опыты проводились в диапазоне температур от -170 до -80°C и парциального давления водяного пара от $2 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-5}$ мм рт. ст.

Результаты экспериментов

На рис. 2 приведены электронограммы, соответствующие льду при различных температурах.

При температурах от -170 до -145°C образовывался лед, электронограмма которого представляла собой систему концентри-

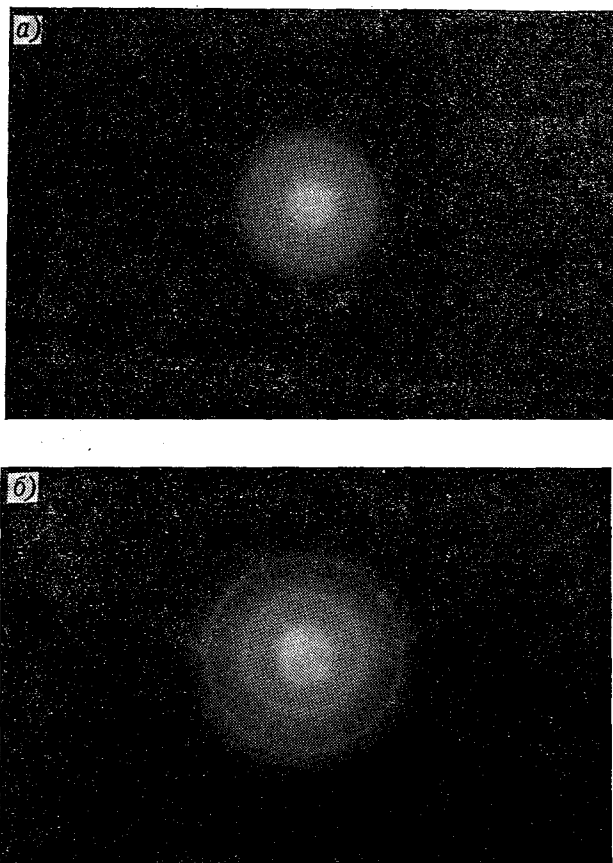


Рис. 2. Электронограммы льда аморфного (а) и кристаллического с кубической решеткой (б).

ческих диффузных ореолов (рис. 2 а), что соответствует аморфной структуре льда. При более высокой температуре подложки (до -90°C) пары воды образовывали кристаллический лед. Анализ дифракционной картины (рис. 2 б) показал, что этот лед имеет поликристаллическую структуру с кубической решеткой ($\alpha = 6,35 \text{ \AA}$), в которой атомы кислорода расположены аналогично атомам Si в структуре β -кристобалита [3]. При температуре

подложки -80°C и выше водяной пар кристаллизуется в лед с гексагональной решеткой.

Исследование зависимости скорости образования льда (о которой можно судить по изменению интенсивности дифракционных колец) от парциального давления водяного пара при одной и той же температуре показало, что при давлении $5 \cdot 10^{-5}$ мм рт. ст. скорость становится настолько малой, что коллодиевая пленка загрязняется остаточными парами вакуумного масла раньше, чем удастся зарегистрировать дифракционную картину, соответствующую льду.

В экспериментах был обнаружен переход аморфного льда в кубический при повышении температуры его до $-140 \div -110^{\circ}\text{C}$. В связи с этим нами были проведены исследования фазового превращения аморфного льда в кубический. Для этого образовавшийся аморфный лед нагревался до определенной температуры, а затем по электронограммам определялось изменение структуры льда со временем.

Доля кристаллического льда в образце определялась фотометрированием электронограммы на микрофотомере МФ-4 с точностью не хуже $\pm 20\%$.

Эксперименты показали, что при повышении температуры аморфного льда он необратимо кристаллизуется в лед кубической структуры, причем скорость этого превращения определяется температурой нагрева.

На рис. 3 показаны изотермы кри-вых фазового превращения аморфного льда в кубический при трех значе-

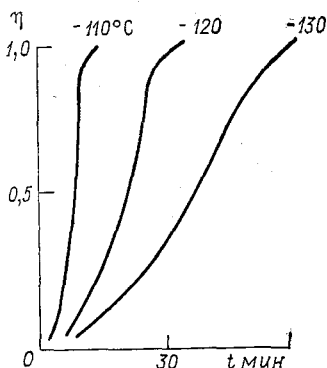


Рис. 3. Зависимость скорости превращения аморфного льда в кубический от температуры (η — доля превратившегося объема льда).

чениях температур. Как видно из рисунка, при температуре -110°C аморфный лед полностью превращается в кубический через 15 мин, а при температуре -120°C — через 30 мин (η — доля превратившегося объема льда).

Моделирование условий, близких к условиям на мезопаузе ($T = -110 \div -100^{\circ}\text{C}$, $P_n = 1 \cdot 10^{-4} \div 3 \cdot 10^{-4}$ мм рт. ст.) позволило:

- 1) экспериментально наблюдать гетерогенный процесс образования льда вплоть до значений давлений водяного пара $5 \cdot 10^{-5}$ мм рт. ст.;

- 2) установить, что при этих условиях образуется лед кубической структуры в поликристаллической форме. Аморфный лед, который может образовываться при температурах ниже -140°C , при температуре возникновения серебристых облаков необратимо переходит в кубический за время 10—15 мин;

- 3) предположить, что полученное в экспериментах образование льда с кубической решеткой при внешних условиях существования

серебристых облаков, может сыграть важную роль при объяснении сверхдальнего прохождения телевизионного сигнала при наличии серебристых облаков [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бронштэн В. А., Гришин Н. И. Серебристые облака.— М.: Наука, 1970. 359 с.
2. Виталин Е. Р. О взаимосвязи появления серебристых облаков и слоя E_s .— Геомагнетизм и аэрномия, 1964, т. 4, № 4, с. 610—611.
3. Пенкаля Т. Очерки кристаллохимии.— Л.: Химия, 1974. 496 с.
4. Петров С. П., Федьнский А. В. Ракетные измерения некоторых параметров мезосферы.— Метеорология и гидрология, 1968, № 1, с. 81—85.
5. Стоянова И. Г., Анашкин И. Ф. Физические основы методов просвечивания электронной микроскопии.— М.: Наука, 1972. 371 с.
6. Уолме Е. Проблемы структуры льда.— В кн.: Физика льда. Л., 1973, с. 11—19.
7. Хвостиков И. А. Высокие слои атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат, 1964. 604 с.
8. Хвостиков И. А. Происхождение серебристых облаков и температура атмосферы в мезопаузе.— Труды VI совещания по серебристым облакам. Вильнюс, 1961, с. 7—13.
9. Немецкая С. У. е. а. Electron microscope studies of noctilucent cloud particles.— Tellus, 1964, 16, p. 96—102.

В. В. Шлыков

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ПОСТОЯННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ЗАМЕРЗАНИЕ КАПЕЛЬ ВОДЫ

Введение

Исследование влияния электрического поля на замерзание переохлажденных капель воды является важной составной частью задачи изучения фазовых переходов воды в облаках и в особенности в грозовых. Поэтому данному вопросу уделялось довольно большое внимание [2—8]. Однако до сих пор многие аспекты этого вопроса остаются невыясненными. Так, некоторые исследователи обнаруживали влияние электрического поля на замерзание капель воды, но относили данный эффект за счет ряда побочных факторов:

- а) влияния ионов, образующихся в зонах неоднородностей электрического поля, например у острых электродов [8];
- б) разрыва капель из-за их поляризации в сильных полях [3];
- в) влияния поверхности подложки, на которой располагались капли [6];
- г) отрыва заряженных ледяных частиц, растущих на электродах и бомбардирующих капли [5].

Некоторые авторы на основании проведенных ими опытов полагали, что электрическое поле влияет непосредственно на процесс кристаллизации капель воды [7], но при этом не приводили количественные характеристики этого влияния, ограничиваясь сообщениями о сильном возрастании числа кристаллов в тумане при приложении к нему электрического поля. Существует также работа [4], в которой эффект влияния поля не был обнаружен.

Все сказанное выше свидетельствует о необходимости продолжать исследование такого рода для выяснения вопросов, существует ли влияние электрического поля на процесс кристаллизации капель воды и каковы количественные характеристики этого влияния. В данной работе сделана попытка ответить на эти вопросы.

Методика проведения опытов

В работе исследовалось замерзание пар капель дистиллированной воды ($pH = 6,2$), подвешенных на тонких стеклянных нитях диаметром 20—30 мкм в двух одинаковых микрохолодильных камерах, объем которых примерно равен по 200 см³. В одной из камер капля замораживалась в электрическом поле плоского конденсатора при наличии постоянной во времени разности потенциалов, а в другой — без электрического поля. Установка, на которой проводились исследования описана в [1]. Таким образом, опыты проводились по дифференциальной методике, которая представляется наиболее выгодной с точки зрения получения информации о процессе, зависящем от нескольких параметров. Замерзание капля является именно таким процессом.

Материал нитей был выбран из тех соображений, что, во-первых, у стекла, как известно, не было обнаружено льдообразующих свойств и, во-вторых, стекло, являясь диэлектриком, меньше искажает электрическое поле в месте своего контакта с каплей, чем металл. Градиенты температуры в камерах не превышали 0,2°C/мм на расстоянии ± 2 мм от центра по трем координатным направлениям. Минимальная температура охлаждения камер составляла —30°C. Электродами, между которыми располагалась капля в камере с полем, служили диски полированной латуни диаметром 15 мм. Края дисков закруглены и также отполированы. Все это было сделано для создания более однородного поля в пространстве между электродами и для исключения возможности генерации ионов с острий. Расстояние между электродами 10 мм.

Напряженность создаваемого электрического поля достигала 2—6 кВ/см, что соответствовало напряженности поля, наблюдаемого в грозových облаках. Однако отметим, что полученные значения напряженности поля меньше пробивных или разрушающих капли.

Порядок проведения опытов был следующим. В центры двух холодильных камер (рис. 1) при температуре 0—1°C помещали на стеклянных нитях капли воды, затем включалось синхронное охлаждение с постоянной скоростью $2 \pm 0,2^\circ\text{C}/\text{мин}$. Температура замерзания капель определялась с помощью термисторных термометров сопротивления, расположенных внутри камер. При этом в камере без электрического поля термистор находился в непосредственной близости от капли. Температура замерзания определялась по локальному скачку, происходящему за счет выделения скрытой теплоты кристаллизации.

В камере с электрическим полем термистор был вынесен из зоны поля на расстояние 15 мм от центра камеры для уменьшения искажения электрического поля. Температура замерзания капли определялась следующим образом. В момент замерзания капли, определяемый визуально при наблюдении за ней в плоскополяризованном проходящем свете (рис. 2), измерялась температура на расстоянии 15 мм от капли. Температура области, в которой

[illegible]

J. POLYMER SCI.: PART A: VOL. 1, PP. 1001-1008 (1963)

электрическое поле в обеих камерах отсутствовало. Результаты этих опытов также представлены в табл. 1.

Кроме того, были найдены функции распределения разностей температур замерзания для пар опытов, одновременно проводимых в поле и без поля для каждого из двух интервалов диаметров капель (0,6—1,19 мм и 1,2—1,9 мм) при всех значениях напряженности электрического поля.

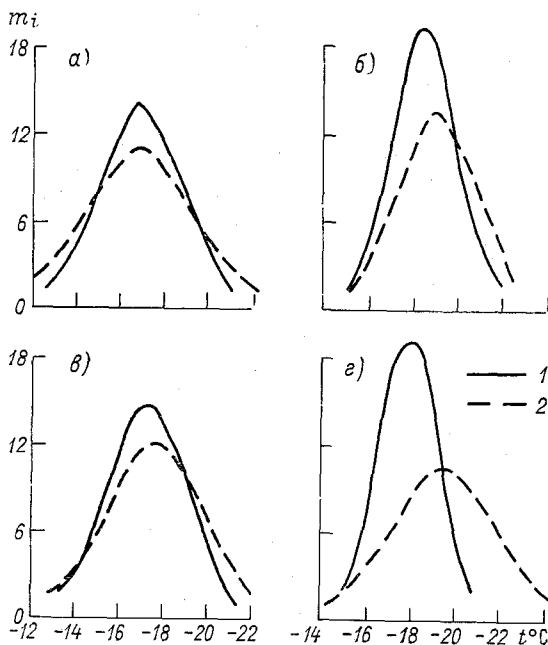


Рис. 3. Функции распределения m_i температур замерзания капель, полученные в экспериментах с электрическим полем (1) и без него (2) и выравненные по нормальным распределениям.

а) $d=1,2 \div 1,9$ мм, $E=2$ кВ/см; б) $d=1,2 \div 1,9$ мм, $E=6$ кВ/см; в) $d=0,6 \div 1,19$ мм, $E=2$ кВ/см; г) $d=0,6 \div 1,19$ мм, $E=6$ кВ/см.

В табл. 2 приводится число случаев, когда под влиянием поля температура замерзания капель повышалась ($\Delta t > 1$) или понижалась ($\Delta t < 1$) и количество случаев, когда вопрос о влиянии поля считался невыясненным ($|\Delta t| \leq 1$). Значение $\Delta t = 1^\circ\text{C}$ было выбрано в качестве критерия, исходя из того, что погрешность одного измерения температуры, характеризуемая средней квадратической вариацией, составляет $0,7^\circ\text{C}$. При определении Δt используются два значения температуры и, следовательно, погрешность Δt характеризуется величиной $0,7 \cdot \sqrt{2} \approx 1^\circ\text{C}$.

Как видно из табл. 1, средние температуры замерзания капель без поля и их дисперсии довольно заметно изменяются от одной

Таблица 1

Значения средних температур и дисперсий для серий опытов в постоянном электрическом поле и без поля

E кВ/см	Опыты						$\frac{D}{D_{II}}$	Опыты						$\bar{t}_{II}-\bar{t}$	$\frac{D}{D_{II}}$
	в поле			фоновые				в поле			фоновые				
	$\bar{t}_{II}^{\circ}C$	D_{II}	D	$\bar{t}^{\circ}C$	D	$\frac{D}{D_{II}}$		$\bar{t}_{II}^{\circ}C$	D_{II}	$t^{\circ}C$	D				
$d=1,2\div 1,9$ мм															
2	-16,9	3,7	5,9	-16,9	5,9	1,6	0	-17,3	3,4	-17,6	5,1	+0,3	1,5		
3	-17,6	4,4	4,4	-18,4	4,4	1,0	+0,8*	-18,8	4,4	-19,6	10,5	+0,8	2,4*		
4	-18,4	2,8	6,0	-18,4	6,0	2,1*	0	-18,1	3,8	-19,4	4,9	+1,3*	1,3		
5	-17,1	1,7	3,6	-18,9	3,6	2,1*	+1,8*	-19,6	3,4	-20,4	3,6	+0,8*	1,1		
6	-18,2	1,8	3,6	-19,0	3,6	2,0*	+0,8*	-18,0	1,8	-19,5	6,3	+1,5*	3,5*		
$d=0,6\div 1$ мм															
0	-	-	-	-	-	-	-	-18,8	2,9	-19,3	2,0	+0,5	1,4		
$d=0,8\div 0,99$ мм															

Die 1. 10. 1914. Die 1. 10. 1914. Die 1. 10. 1914.

Die 1. 10. 1914. Die 1. 10. 1914. Die 1. 10. 1914.

Die 1. 10. 1914.

Die 1. 10. 1914. Die 1. 10. 1914. Die 1. 10. 1914.

*С. А. Власов, С. П. Гире, Ю. А. Довгалюк, В. А. Королев,
А. С. Кочемировский, Л. В. Пивоварова*

К ИССЛЕДОВАНИЮ ИЗМЕНЕНИЙ ПОВЕРХНОСТНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ НЕКОТОРЫХ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ВОДЯНЫМ ПАРОМ

Введение

Электрофизические параметры полупроводниковых материалов чувствительны к газовому составу окружающей атмосферы. Особенно заметны изменения равновесной и неравновесной проводимости, вызванные адсорбционным взаимодействием с парами воды [1, 2].

Поверхностная проводимость ряда льдообразующих веществ, обладающих диэлектрическими либо полупроводниковыми свойствами, также обнаруживает характерные изменения, вызываемые адсорбционными взаимодействиями с парами воды. Представляет интерес попытка установления корреляции между изменениями электрофизических свойств приповерхностной фазы (характером адсорбционного взаимодействия) с одной стороны и льдообразующей активностью этих веществ — с другой.

В настоящей статье описывается установка для измерения поверхностной проводимости и приводятся предварительные результаты измерений последней для ряда образцов, приготовленных в виде прессованных таблеток. Изменения электропроводности сопоставлены с пороговой температурой кристаллизации этих веществ.

Методика измерений

Установка, схема которой приведена на рис. 1 и 2, предназначена для измерения поверхностной электропроводности диэлектрических и полупроводниковых материалов в диапазоне от 10^{-3} до 10^{-15} Ом⁻¹ в вакууме и в атмосфере водяного пара. Установка позволяет производить измерения электропроводности и типа проводимости образцов, контроль и регулировку температуры и давления газовой атмосферы в измерительной ячейке.

На рис. 1 представлена схема электроизмерительной части установки. В качестве измерительного прибора используется электрометрический вольтметр У5-6 с входными сопротивлениями 10^{10} , 10^8 и $5,1 \cdot 10^6$ Ом. Выходной сигнал контролируется также записью на самопишущем потенциометре ЭПП-09, подключенном к выходу усилителя. Точность измерения не хуже 6%. Входное сопротивление R_g усилителя является сопротивлением нагрузки образца, причем измерения ведутся при выполнении условия $R_n \ll R$ образца.

Исследуемые образцы поочередно подключаются к схеме с помощью ключей $K_1—K_4$, в качестве которых используются вакуумированные магнитоуправляемые контакты с позолоченными рабо-

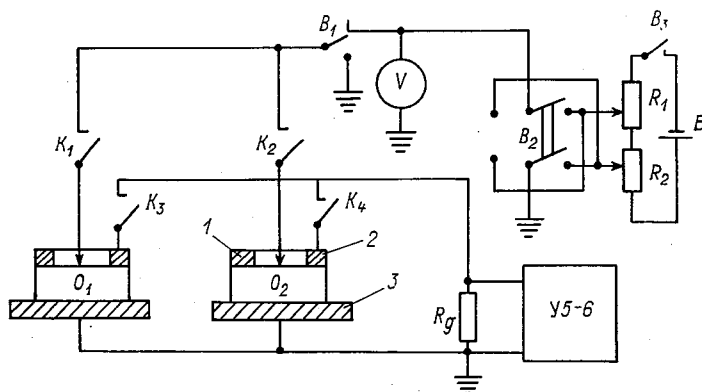


Рис. 1. Схема электроизмерительной части установки.

O_1 и O_2 — исследуемые образцы, R_g — входное сопротивление измерительного вольтметра; 1 — центральный электрод (зонд), 2 — кольцевой электрод, 3 — основание образца.

чими плоскостями КЭМ-1, сопротивление которых в разомкнутом виде выше 10^{15} Ом. Для уменьшения токов утечки и наводок применяется провод с фторопластовой изоляцией и обеспечивается тщательная экранировка всех токоведущих частей установки. Исследуемые образцы помещаются в держатели из фторопласта (поверхностное сопротивление 10^{17} Ом·см). Расположение и форма электродов соответствует схеме «с охранным кольцом». Электроды выполнены из фосфористой бронзы и приводятся в контакт с образцами через слой коллоидального графита.

В силу неоднородности распределения электрического поля в образце с электродами используемой нами формы, наблюдается эффект, аналогичный эффекту «выпрямления в точечном контакте» [4]. Вблизи центрального электрода поле имеет большую величину и при различной полярности последнего толщина слоя экранирующего заряда оказывается различной. При этом проводимость будет зависеть от концентрации носителей, знак которых противоположен знаку потенциала зонда. Это позволяет, измеряя

THE UNITED STATES OF AMERICA
DO hereby certify that the within and foregoing is a true and correct copy of the original as the same appears on the records of the Department of the Interior.

WITNESSED my hand and the seal of the Department of the Interior at Washington, D. C., this 1st day of January, 1901.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

Approved: JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

... ..

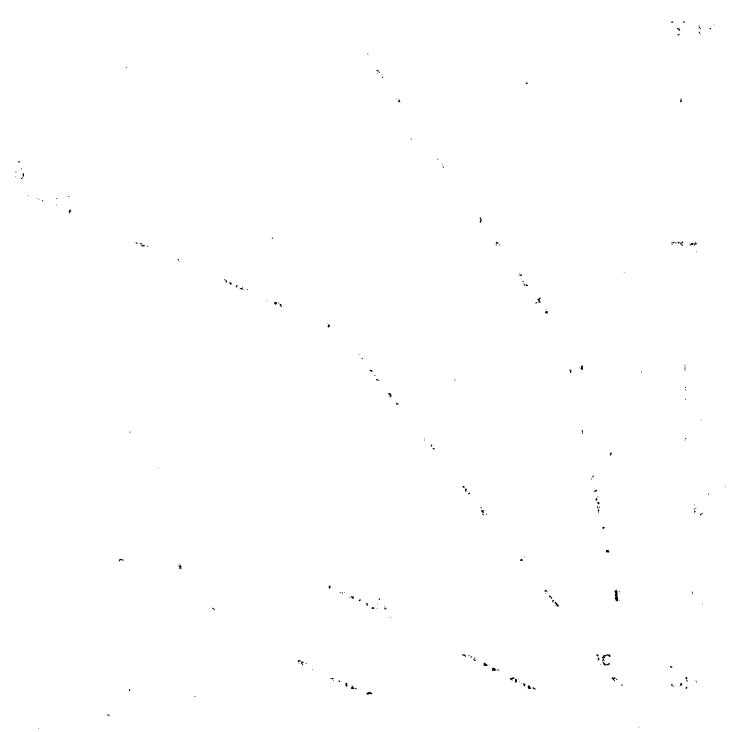


Figure 1. Comparison of the two methods of determining the rate of change of the system. The solid line represents the rate of change determined by the method of least squares, and the dashed line represents the rate of change determined by the method of finite differences.

... ..

взаимодействия поверхности с парами воды вуалируется электрохимическими процессами. Состав BaO_2 , по-видимому, целесообразно еще раз промерить.

Следует иметь в виду, что на разброс результатов измерений влияют условия приготовления образцов (усилие прессовки, сте-

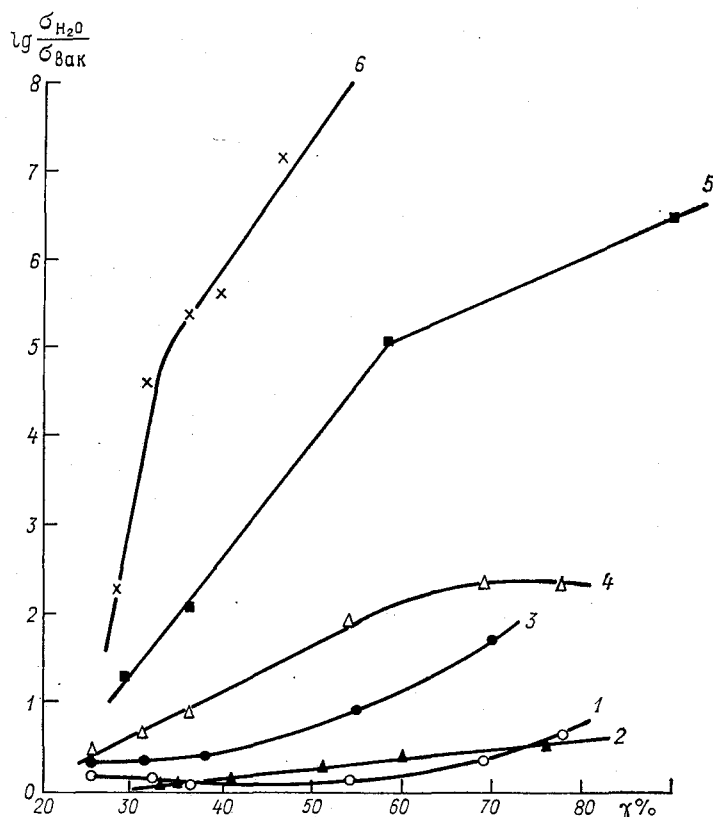


Рис. 3. Зависимость поверхностной электропроводности образцов от давления паров воды.

1— AgI ($T_{\text{п.к}} = -3,9^\circ\text{C}$), 2— PbI_2 ($T_{\text{п.к}} = -6,0^\circ\text{C}$), 3— BiI_3 ($T_{\text{п.к}} = -6,2^\circ\text{C}$), 4— CdI_2 ($T_{\text{п.к}} = -12,3^\circ\text{C}$), 5— ZnS ($T_{\text{п.к}} = -17,8^\circ\text{C}$), 6— CdS ($-19,8^\circ\text{C}$).

пень шлифовки и др.) Для определения этого влияния были проведены измерения на образцах PbI_2 и CdS , приготовленных при различных усилиях прессовки и степени шлифовки (неконтролируемый параметр). Измерения показали, что особенно сильно влияли на результаты измерений неконтролируемые различия в степени шлифовки образцов, однако тенденция нарастания $\sigma_{\text{пов}}$ сохранялась.

Таким образом, из измерений обнаруживается определенная корреляция между пороговой температурой кристаллизации и изменениями $\sigma_{\text{пов}}$ в парах воды. Этот факт, по-видимому, не является случайным, так как темп нарастания $\sigma_{\text{пов}}$ и величина начального относительного давления отражают величину сил адсорбционного взаимодействия и мобильности носителей в приповерхностной фазе [5]. Указанная тенденция может означать, что адсорбционное взаимодействие у активных льдообразователей характеризуется более прочными связями молекул воды с поверхностью. Это согласуется с выводами работы [3].

В заключение следует отметить, что одним из возможных путей устранения неопределенности, связанной с изготовлением образцов, является изучение описанной выше корреляции на образцах, полученных термическим испарением в вакууме или высокочастотным распылением. Для окончательного вывода о наличии однозначной связи между льдообразующей активностью реагентов и их поверхностной электропроводностью при адсорбции воды необходимо также расширить круг исследуемых материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Киселев В. Ф. Поверхностные явления в полупроводниках и диэлектриках.— М.: Наука, 1970. 399 с.
2. Коломиец Б. Г. и др. Влияние адсорбции*воды на электрофизические параметры поверхности стеклообразного селенида мышьяка.— В кн.: Вопросы физики полупроводников, вып. 1.— Калининград, 1975, с. 97—118.
3. Морачевский В. Г. и др. Процессы гетерогенного льдообразования и энергетика адсорбции.— Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 62—70.
4. Технология полупроводниковых материалов/Под ред. М. И. Иглицына. М.: Оборонгиз, 1961. 310 с.
5. Awakuni J., Calder Wood J. K. Water vapour absorption and surface conductivity in solids.— J. Phys. D. Appl. Phys., 1972, vol. 5, N 5, p. 1038—1045.

11. *Chlorophyll* a and b contents were determined by the method of Arar and Johnson (1969).

THE UNIVERSITY MICROFILMS INTERNATIONAL, INC.
SERIALS ACQUISITION
300 NORTH ZEEB RD.
ANN ARBOR MI 48106-1500
U.S.A.

[illegible]

THE UNITED STATES OF AMERICA
DO hereby certify that
the within and foregoing is a true and correct
copy of the original as the same appears on the
records of the Department of the Interior.

WITNESSED my hand and the seal of the Department of the Interior at Washington, D. C., this 1st day of January, 1901.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.
By _____, Assistant Secretary.
The within and foregoing is a true and correct
copy of the original as the same appears on the
records of the Department of the Interior.
WITNESSED my hand and the seal of the Department of the Interior at Washington, D. C., this 1st day of January, 1901.

JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

BY _____

Assistant Secretary of the Interior.

THE UNITED STATES OF AMERICA
DO hereby certify that
the within and foregoing is a true and correct
copy of the original as the same appears on the
records of the Department of the Interior.

WITNESSED my hand and the seal of the Department of the Interior at Washington, D. C., this 1st day of January, 1901.
JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.
By _____, Assistant Secretary.
The within and foregoing is a true and correct
copy of the original as the same appears on the
records of the Department of the Interior.

WITNESSED my hand and the seal of the Department of the Interior at Washington, D. C., this 1st day of January, 1901.
JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.
By _____, Assistant Secretary.
The within and foregoing is a true and correct
copy of the original as the same appears on the
records of the Department of the Interior.

WITNESSED my hand and the seal of the Department of the Interior at Washington, D. C., this 1st day of January, 1901.
JOHN W. FOSTER, Secretary of the Interior.

By _____, Assistant Secretary.

разбивается на несколько отдельных порций, которые не меняют конфигурацию при падении.

В связи с разнообразием конфигураций неупорядоченных пучков волокон провести определение коэффициента A способом, указанным выше, оказалось невозможно.

В работе [7] указывается, что скорость падения пучков металлизированных нитей значительно выше скорости падения отдельных волокон. Это объясняется слипанием их в плотные пучки. Нами для металлизированных нитей были получены сходные результаты. Если скорость падения отдельного волокна составляла $\sim 0,3$ м/с, то для пучка массой около 1 г она составляла 2—3 м/с. Слипание нитей происходит, вероятно, за счет электризации трением при скольжении волокон друг по другу: при скольжении нитей относительно друг друга на 2—5 мм возникают столь большие силы сцепления, что при площади сечения пучка из параллельных нитей $0,5\text{--}0,8\text{ см}^2$ усилие разделения пучка на две части превышает 200 г. Для углеродных нитей подобного эффекта слипания не отмечено.

Полевые эксперименты

Летом 1977 г. были проведены натурные эксперименты с кучевыми облаками небольшого вертикального развития. Выбросы углерода осуществлялись с борта самолета ИЛ-14. Для облегчения выброса иллюминатор самолета был оборудован специальным козырьком. Порции углеродных нитей длиной 1,5 см и массой 500 г насыпались в алюминиевый цилиндр с поршнем и выталкивались в иллюминатор вручную. При таком введении ПРО в атмосферу можно было ожидать предотвращения слипания отражателей благодаря попаданию их на срез потока воздуха, обтекающего самолет. Наблюдение за распространением ПРО велось по индикатору «дальность—высота» (ИДВ) РЛС МРЛ-2. Для надежного обнаружения ПРО эксперименты проводились с облаками, имевшими малую радиолокационную отражаемость и перемещавшимися по ветру вдоль направления луча РЛС. Это позволяло регистрировать на ИДВ длительное время одно и то же сечение области распространения отражателей в облаке. Всего было проведено пять экспериментов, из них два с плоскими кучевыми облаками вертикальной мощностью менее 1 км и три с более развитыми по вертикали облаками мощностью 1,5—2 км. В каждом эксперименте делался выброс одной порции волокон массой 500 г. Определение скорости воздушного потока осуществлялось по методике, описанной в [4]. Скорость седиментации на основе лабораторных экспериментов принималась равной 0,2 м/с. В первом и втором экспериментах, проведенных 17 июля 1977 г., выбросы отражателей производились соответственно в основание и в среднюю часть плоских кучевых облаков. Отражатели сначала распространялись преимущественно по горизонтали. В дальнейшем наблюдался общий подъем облака ПРО от места введения и еще более интенсивное горизонтальное растекание.

На рис. 1 приведен вид облака отражателей на ИДВ через 16 мин после выброса в основание плоского кучевого облака.

По данным самолетного зондирования в слое от 2 до 2,3 км наблюдалась температурная инверсия, поэтому, как видно из ри-

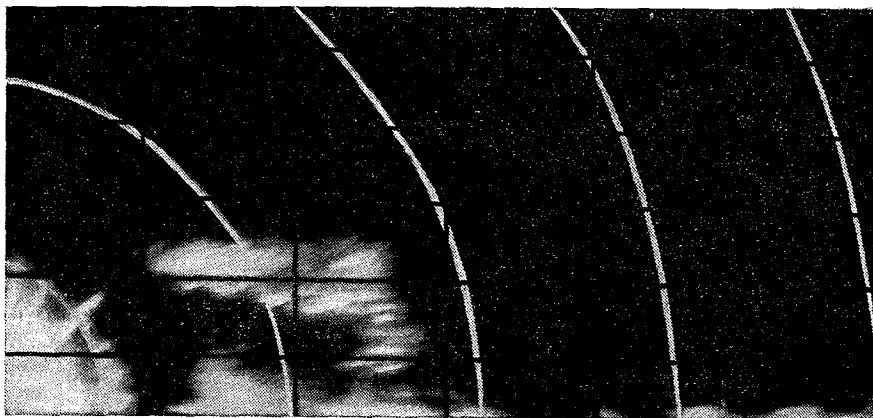


Рис. 1. Вид облака отражателей на ИДВ в первом опыте 17 июля 1977 г. через 16 мин после выброса в основание плоского кучевого облака Cu hum .

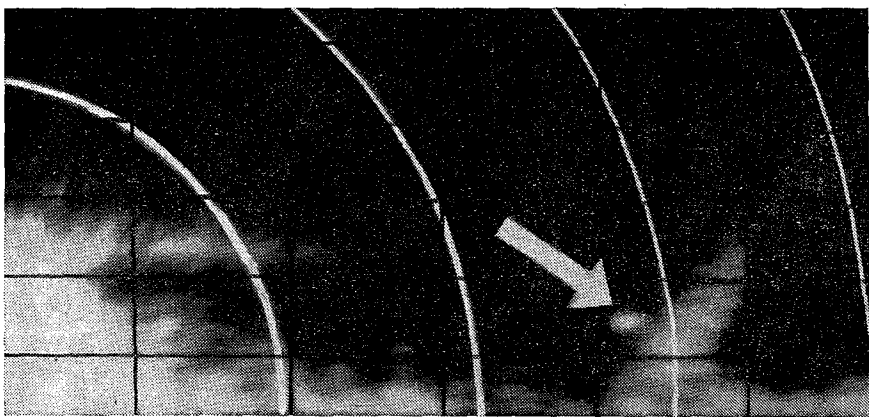
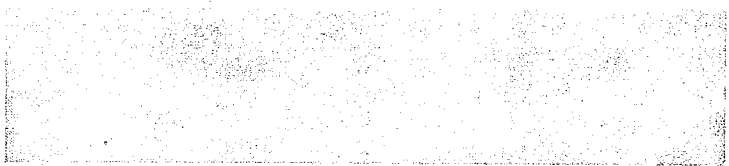
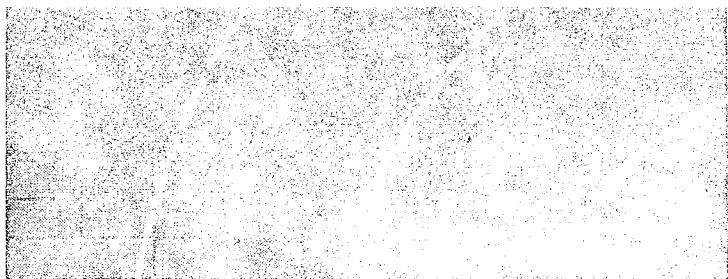


Рис. 2. Вид облака отражателей и самолета (указан стрелкой) на ИДВ в первом опыте 23 июля 1977 г. через 10 мин после выброса ПРО в основание кучевого облака.

сунка, в данном случае горизонтальное распространение ПРО происходило под инверсией температуры. Скорость распространения ПРО по горизонтали составляла в среднем 3—4 м/с.

THE UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS
100 SOUTH MICHIGAN AVENUE
CHICAGO, ILLINOIS 60607-7099



100 SOUTH MICHIGAN AVENUE
CHICAGO, ILLINOIS 60607-7099

[illegible]

1. *Chlorophyll a* and *Chlorophyll b* were determined by the method of Arar and Collins (1971) using a Shimadzu 1601 UV-Visible Spectrophotometer.

7 мин выброс распространился вверх от уровня ввода и принял форму эллипсоида (рис. 3 а). Затем происходило распространение части отражателей вниз в виде узкой струи (рис. 3 б). К 13 ч 12 мин верхняя часть облака отражателей приобрела форму «наковальни», а нижняя часть распространилась вниз до уровня земли (рис. 3 в). В дальнейшем наблюдалось интенсивное подынверсионное горизонтальное растекание «наковальни», а в нижней части образовалась область пониженной концентрации ПРО, обусловленная, по-видимому, диффузией и оседанием отражателей (рис. 3 г).

Через некоторое время радиоэхо в средней части стало уменьшаться, а «наковальня» постепенно стала исчезать. Приблизительно в это же время (через 20 мин после выброса) по визуальным наблюдениям отмечалось, что исследуемое облако начало распадаться в средней части, и из него образовалось два облака, верхнее и нижнее, причем нижнее вскоре быстро испарилось, а верхнее продолжало самостоятельно существовать (рис. 3 д). Если сопоставить эти оба наблюдения, то исчезновение «наковальни» можно объяснить прекращением поступления отражателей в верхнюю часть облака из-за распада облака в средней части вследствие имевшего место бокового вовлечения. Другое объяснение исчезновения «наковальни» — общее постепенное осаждение и диффузия отражателей.

Одностороннее распространение (по ветру) «наковальни» от облака ПРО указывает на сильный сдвиг ветра в подынверсионном слое и на необходимость сопоставления картины распространения ПРО с распространением скорости ветра по высотам.

Таким образом, предварительные эксперименты показали, что угленовые отражатели пригодны для исследования воздушных движений и условий распространения примеси в кучевых облаках, обладающих небольшой радиолокационной отражаемостью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибилашвили Н. Ш., Евстратов В. В., Ковальчук А. Н. Некоторые результаты исследования структуры воздушных потоков в зоне кучево-дождевых облаков с помощью пассивных радиолокационных отражателей.— Тр. ВГИ, 1974, вып. 28, с. 100—108.
2. Бибилашвили Н. Ш. и др. Исследования воздушных потоков в окрестностях кучево-дождевых облаков с помощью пассивных искусственных отражателей.— Тр. ВГИ, 1973, вып. 24, с. 52—60.
3. Лойцанский Л. Г. Механика жидкости и газа, М.: ГИТТЛ, 1957. 784 с.
4. Назиров З. Н., Шупяцкий А. Б. Радиолокационные исследования воздушных потоков в облаках.— Метеорология и гидрология, 1976, № 8, с. 102—105.
5. Фанкхаузер Дж. К. Взаимодействие между грозовой и внешней средой на основании данных о движениях пассивных радиолокационных помех в средней тропосфере.— В кн.: Проблемы радиолокационной метеорологии (пер. с англ.). Л.: Гидрометеиздат, 1971, с. 18—29.
6. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество.— Л.: Гидрометеиздат, 1964. 401 с.
7. Hildebrand P. H. A radar study of turbulent diffusion in the lower atmosphere.— J. Appl. Met. 1977, vol. 16, N 5, p. 493—510.

Т. Н. Громова, Л. А. Диневич, Т. М. Унгерман

К ВОПРОСУ О СОДЕРЖАНИИ ИОДА В АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКАХ ПРИ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

Введение

В последние годы все более актуальной становится задача охраны окружающей среды от различного рода загрязнений. В связи с этим интенсивно разрабатываются методы оценки степени и характера загрязнения атмосферы, что особенно важно при развитии экспериментальных и производственных работ по активному воздействию на облака и туманы, когда в атмосферу в больших количествах вводятся такие льдообразующие вещества, как AgI и PbI_2 .

Хотя работы по исследованию химического состава атмосферных осадков как в СССР, так и за рубежом ведутся давно [2, 7], содержание иода в облачной воде и воде осадков, как правило, не определяется. Разработка способа его определения в атмосферных осадках представляет несомненный интерес, поскольку в практических работах по воздействию используются главным образом соединения иода.

Известно, что основным источником иода для атмосферы является океан [11—13]. Экспериментально доказано, что образование свободного иода в воде открытого океана происходит под влиянием ультрафиолетовой радиации [11]. С поверхности океана в год испаряется около $4 \cdot 10^5$ т иода. Суммарное количество иода, поступающего в атмосферу от других источников, примерно в 10 раз меньше [12]. Высокая растворимость в воде соединений иода с такими важнейшими элементами земной коры, как Na, K, Ca и Mg, приводит к тому, что иод постоянно присутствует во всех природных водах [6]. Его масса в процентах составляет: $5 \cdot 10^{-6}$ в морской воде, $2 \cdot 10^{-7}$ в речной воде, $8 \cdot 10^{-8}$ в дождевой воде.

Как видно, содержание иода в дождевой воде очень мало. Следовательно, поступление его с осадками в континентальных районах, какими являются, например, северные районы Молдавии, будет весьма незначительным.

1976 г.) и 8 мкг/л (12 августа 1977 г.). Средние значения концентраций иода для всех типов атмосферных осадков мало отличались друг от друга и от фонового значения (1,7 мкг/л) независимо от того, производились воздействия PbI_2 или нет.

Таблица 1

Содержание иода в атмосферных осадках

Характер осадков	Год отбора проб	Концентрация иода, мкг/л			Число проб
		мин.	макс.	ср.	
Негрозовые	1976	0,4	5,2	1,6	14
	1977	0,0	2,5	1,5	26
Грозовые без воздействия	1976	0,4	8,0	1,9	11
	1977	0,5	5,0	1,9	14
Грозовые с воздействием PbI_2	1976	0,4	10,0	2,4	13
	1977	1,0	8,0	3,7	42
Грозовые с воздействием ПАВ	1977	1,2	2,5	1,7	3

Рассмотрим распределение значений концентраций иода в атмосферных осадках в зависимости от характера, интенсивности и продолжительности их выпадения по данным химического анализа 1977 г. Как видно из табл. 2, наибольшее количество проб атмосферных осадков содержит иод в концентрации 1,5—2,5 мкг/л (38% от числа всех отобранных проб). В осадках из негрозовых облаков в 50% случаев концентрация иода составляет 1,25 мкг/л, при средней концентрации 1,5 мкг/л.

Таблица 2

Повторяемость различных концентраций иода в атмосферных осадках за 1977 г.

Характер осадков	Повторяемость	Концентрация иода, мкг/л				
		0	0,5—1,5	1,5—2,5	2,5—5,0	5,0
Негрозовые	Число сл.	5	8	13	—	—
	%	20	30	50	—	—
Грозовые без воздействия	Число сл.	—	5	8	—	—
	%	—	36	57	1	—
Грозовые с воздействием PbI_2	Число сл.	—	7	10	12	13
	%	—	16	26	28	30
Грозовые с воздействием ПАВ	Число сл.	—	2	1	—	—
	%	—	75	25	—	—
Σ	Число сл.	5	22	32	13	13
	%	6	26	38	15	15

Следует отметить, что максимальная концентрация иода (2,5 мкг/л) обнаружена в пробах только в начальный период выпадения осадков. Если интенсивность осадков больше 12 мм/ч, то концентрация иода уменьшается от 2,5 до 1,25 мкг/л уже через 15 мин.

Если интенсивность осадков меньше 3 мм/ч, то концентрация иода с течением времени изменяется мало (в пределах 2,5—2,0 мкг/л), и только после непрерывного трехчасового дождя концентрация иода уменьшается до 1,25 мкг/л. После 6 ч непрерывного дождя иод полностью вымывается из атмосферы и его концентрация достигает нулевого значения (например, 4 июля 1977 г.).

В осадках из грозовых облаков, воздействие на которые не производилось, средняя концентрация иода составляла 1,9 мкг/л, т. е. несколько больше (на 0,4 мкг/л), чем в осадках из негрозовых облаков. Спектр распределения концентраций иода в этих осадках имеет максимум (57%) в области концентраций 1,5—2,5 мкг/л. Максимальная концентрация 5 мкг/л отмечена только в одной пробе, отобранной в начальный период (за первые 30 мин) выпадения дождя интенсивностью 1,8 мм/ч.

При воздействии на грозовые облака поверхностно-активными веществами средняя концентрация иода составляла 1,7 мкг/л (т. е. столько же, сколько без воздействия), изменяясь в пределах 2,5—1,25 мкг/л. Максимальная концентрация иода (2,5 мкг/л) также определена в пробе, отобранной в начальный период выпадения осадков интенсивностью 9 мм/ч. Концентрация 1,25 мкг/л определена в двух последующих пробах, взятых с интервалом 20 и 10 мин, когда интенсивность осадков составляла 24 и 6 мм/ч соответственно.

Для атмосферных осадков из грозовых облаков, подвергнутых воздействию иодистым свинцом, характерна концентрация иода 2,5 мкг/л. Минимальная концентрация иода (1,0 мкг/л) была определена в пробах этого типа осадков после прекращения воздействий PbI_2 . При этом если интенсивность осадков после прекращения воздействий превышает 3 мм/ч, то снижение концентрации иода до минимального значения происходило только через 2 ч непрерывного дождя (9 июля 1977 г.). Если интенсивность осадков меньше 3 мм/ч, то минимальная концентрация иода (1,25 мкг/л) наблюдалась через 3 ч после прекращения воздействий PbI_2 (1 августа 1977 г.). Максимальная концентрация иода (8—10 мкг/л) отмечена в пробах атмосферных осадков, отобранных в период проведения воздействий иодистым свинцом. Интенсивность осадков при этом могла изменяться в очень широких пределах (от 3 до 36 мм/ч). Средняя концентрация иода в осадках из грозовых облаков, подвергнутых воздействию PbI_2 , по данным за 1977 г. составляла 3,7 мкг/л, что более чем в 2 раза превышает среднюю концентрацию иода в осадках, отобранных из облаков, на которые не воздействовали этим реагентом.

Рассмотрим теперь изменение интенсивности выпадения иода (I мкг/л · м² · ч) в зависимости от интенсивности осадков (i мм/ч)

THE UNIVERSITY OF CHICAGO LIBRARY
540 EAST 57TH STREET, CHICAGO, ILL. 60637

DATE RECEIVED

THE UNIVERSITY OF CHICAGO LIBRARY
540 EAST 57TH STREET, CHICAGO, ILL. 60637
DATE RECEIVED

THE UNIVERSITY OF CHICAGO LIBRARY
540 EAST 57TH STREET, CHICAGO, ILL. 60637

THE UNIVERSITY OF CHICAGO LIBRARY
540 EAST 57TH STREET, CHICAGO, ILL. 60637

THE UNIVERSITY OF CHICAGO LIBRARY
540 EAST 57TH STREET, CHICAGO, ILL. 60637

1. HOLLAND, J. L. 1967. THE EFFECTS OF A RED TIDE ON THE FOOD
CHAIN OF THE BAY OF FUNDY. JOURNAL OF MARINE RESEARCH 25: 1-14.
2. HOLLAND, J. L. 1968. THE EFFECTS OF A RED TIDE ON THE FOOD
CHAIN OF THE BAY OF FUNDY. JOURNAL OF MARINE RESEARCH 26: 1-14.

1. *Chlorophyll a* and *Chlorophyll b* were determined by the method of Lichtenthal and Whistler (1973). The total chlorophyll content was determined by the method of Arar and Cook (1977). The carotenoid content was determined by the method of Lichtenthal and Whistler (1973). The total carotenoid content was determined by the method of Arar and Cook (1977). The total protein content was determined by the method of Lowry (1956). The total lipid content was determined by the method of Bligh and Dyer (1959). The total carbohydrate content was determined by the method of Dubois and Gilles (1950). The total nucleic acid content was determined by the method of Burton (1956). The total ash content was determined by the method of AOAC (1970). The total moisture content was determined by the method of AOAC (1970). The total dry matter content was determined by the method of AOAC (1970). The total organic acid content was determined by the method of AOAC (1970). The total alkaloid content was determined by the method of AOAC (1970). The total saponin content was determined by the method of AOAC (1970). The total tannin content was determined by the method of AOAC (1970). The total flavonoid content was determined by the method of AOAC (1970). The total phenol content was determined by the method of AOAC (1970). The total terpenoid content was determined by the method of AOAC (1970). The total steroid content was determined by the method of AOAC (1970). The total glycoside content was determined by the method of AOAC (1970). The total alkaloid content was determined by the method of AOAC (1970). The total saponin content was determined by the method of AOAC (1970). The total tannin content was determined by the method of AOAC (1970). The total flavonoid content was determined by the method of AOAC (1970). The total phenol content was determined by the method of AOAC (1970). The total terpenoid content was determined by the method of AOAC (1970). The total steroid content was determined by the method of AOAC (1970). The total glycoside content was determined by the method of AOAC (1970).

Number of hauls	<i>P. setiferus</i> (%)	<i>P. setiferus</i> + <i>P. setiferus</i> + <i>P. setiferus</i> (%)	<i>P. setiferus</i> + <i>P. setiferus</i> + <i>P. setiferus</i> (%)
1	10	5	2
2	25	10	3
3	40	15	4
4	55	20	5
5	70	25	6
6	80	30	7
7	85	35	8
8	90	40	9
9	95	45	10
10	98	50	11

1. *Phragmites* (common)

THE UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS

8. $\text{Aut}(G) \cong \text{Aut}(H)$ and $\text{Aut}(G) \cong \text{Aut}(K)$ if and only if $G \cong H$ and $G \cong K$.

В период выпадения осадков из негрозовых облаков, воздействие на которые не проводилось, минимальная интенсивность выпадения иода равна нулю, а максимальная — $9,6 \text{ мкг}/(\text{л} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{ч})$.

На рис. 1 и 2 показано изменение во времени интенсивности выпадения иода и интенсивности осадков при воздействии иодистым свинцом, проведенном в период выпадения дождя и в период до начала выпадения дождя.

Если иодистый свинец вводится в облако в период выпадения осадков, то рост интенсивности выпадения иода может наблюдаться как в случае усиления, так и в случае ослабления интенсивности осадков. Но после окончания воздействий PbI_2 интенсивность выпадения иода в течение 30 мин снижается до $6,0$ — $9,0 \text{ мкг}/(\text{л} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{ч})$.

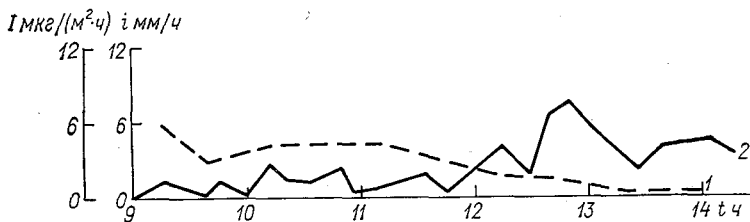


Рис. 3. Изменение во времени интенсивности выпадения иода I (1) и ливневых осадков i (2) в день без воздействия 4 VI 1977 г.

Если воздействие иодистым свинцом производится до начала выпадения осадков, то интенсивность выпадения иода снижается до $6,0 \text{ мкг}/(\text{л} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{ч})$ только после двухчасового выпадения осадков. Однако как и в предыдущем случае, рост интенсивности выпадения иода может наблюдаться как в случае усиления, так и в случае ослабления интенсивности осадков.

В период выпадения дождя из негрозовых облаков (рис. 3), когда воздействие PbI_2 не производилось, интенсивность выпадения иода не превышала $6,0 \text{ мкг}/(\text{л} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{ч})$ и только после непрерывного четырехчасового дождя снижалась до нуля. Среднюю интенсивность выпадения иода в ливневых осадках, равную $0,3 \text{ мкг}/(\text{л} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{ч})$, можно принять за фоновое значение.

Следовательно, если PbI_2 вводится в облако до начала осадков, интенсивность выпадения иода в 3—6 раз превышает фоновое значение. Если PbI_2 вводится в облако в период выпадения осадков, то максимальная интенсивность выпадения иода превышает фоновое значение в 12 раз.

Таким образом, концентрация иода в атмосферных осадках зависит от времени введения реагента по отношению к периоду выпадения осадков.

Выводы

1. Опробована на практике методика определения иода в атмосферных осадках; чувствительность этой методики 0,5 мкг/л ($5 \cdot 10^{-8}\%$).

2. Концентрация иода в атмосферных осадках зависит от типа осадков и их продолжительности.

3. Средняя концентрация иода в ливневых дождях составляет 1,5 мкг/л, в грозовых 1,9 мкг/л; осадки, выпавшие из грозовых облаков, подвергнутых воздействию PbI_2 , содержат в среднем в 1,5—2,0 раза больше иода, чем естественные; при этом максимальные значения могут превышать средние в 5 раз.

4. Интенсивность выпадения иода с осадками зависит от времени введения реагента; если PbI_2 вводится в грозовое облако до начала осадков, то максимальная интенсивность выпадения иода превышает фоновое значение в 3—6 раз; если PbI_2 вводится в облако в период выпадения осадков, то максимальная интенсивность выпадения иода превышает фоновое значение в 12 раз.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алёкин О. А. Основы гидрохимии.—Л.: Гидрометеиздат, 1970. 443 с.
2. Батчер С., Чарлсон Р. Введение в химию атмосферы.—М.: Мир, 1977. 270 с.
3. Бруевич С. В., Егорова В. А. Иод в атмосферной влаге в районе Гелленджика.—Тр. ин-та океанологии АН СССР, 1973, т. 63, с. 57—66.
4. Бурцев И. И., Бурцева Л. В., Воробьева Т. И., Шведов С. В. О характеристиках выпадения свинца, введенного в атмосферу при активных воздействиях.—Тр. ВГИ, 1974, вып. 28, с. 184—194.
5. Бурцев И. И., Бурцева Л. В., Воробьева Т. И., Шведов С. В. Распределение влажных выпадений свинца на территории Красноярской противорадовой экспедиции.—Тр. ВГИ, 1975, вып. 32, с. 68—73.
6. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана.—М.: Наука, 1967. 215 с.
7. Дроздова В. М., Петренчук О. П., Селезнева Е. С., Сви́стов П. Ф. Химический состав атмосферных осадков на Европейской территории СССР.—Л.: Гидрометеиздат, 1964. 209 с.
8. Ковальский В. В., Андрианова Г. А. Микроэлементы в почвах СССР.—М.: Наука, 1970. 178 с.
9. Миллер А. Д., Шнайдер Л. А., Вычужанина И. П., Крылова Л. Я. Методы определения общего содержания и подвижной фазы иода и брома в горных породах и природных водах для целей геохимических поисков.—Л.: ОНТИ ВИТР, 1968. 55 с.
10. Преображенская Е. В. Измерения концентрации свинца в осадках при естественном их выпадении и при активном воздействии на облака иодистым свинцом.—Тр. ГГО, 1969, вып. 239, с. 43—48.
11. Сапожников Ю. А., Шумилин Е. Н. Радиоиод в морской воде.—Экспрессинформация ЦНИИТЭИРХ. Сер. «Промысловая океанология», 1977, вып. 2.
12. Matthews A. D., Rilly J. P. A study of Sugwara's method for the determination of iodine in sea water.—Anal. chim. acta, 1970, vol. 51, N 2, p. 295—301.
13. Mijaba Y., Tsunogai S. Evaporation of iodine from the ocean.—J. Geophys. Res., 1963, 68, p. 3989.

1. The first part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

2. The second part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

MEMORANDUM

MEMORANDUM FOR THE RECORD

1. The first part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

2. The second part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

3. The third part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

4. The fourth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

5. The fifth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

6. The sixth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

7. The seventh part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

8. The eighth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

9. The ninth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

10. The tenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

11. The eleventh part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

12. The twelfth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

13. The thirteenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

14. The fourteenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

15. The fifteenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

16. The sixteenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

17. The seventeenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

18. The eighteenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

19. The nineteenth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

20. The twentieth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

21. The twenty-first part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

22. The twenty-second part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

23. The twenty-third part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

24. The twenty-fourth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

25. The twenty-fifth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

26. The twenty-sixth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

27. The twenty-seventh part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

28. The twenty-eighth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

29. The twenty-ninth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

30. The thirtieth part of the document is a list of names and addresses of the members of the committee.

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

... ..

капли: капля дистиллированной воды и капля исследуемого раствора ПАВ. Протягивание тумана осуществлялось в каждой серии наблюдений соответственно в течение 5, 10, 15 и 20 мин. Через каждые 60 с измеряли радиус обеих капель, растущих за счет коагуляции с каплями тумана.

В другой серии опытов проводились наблюдения за поведением капель воды и растворов NaCl и ПАВ, находящихся в потоке воздуха, насыщенного водяным паром, но без тумана.

В опытах по исследованию конденсационного роста начальный радиус капель воды и растворов составлял 80—250 мкм; в опытах по коагуляционному росту — 150—250 мкм.

Нами проведено более 150 опытов по исследованию скорости роста капель дистиллированной воды, растворов NaCl и ПАВ. Часть из них не вошла в анализ, поскольку не во всех случаях удавалось до конца опыта проследить за ростом обеих капель, так как крупные капли ($d > 200$ мкм) воды или раствора через несколько минут после начала опыта, сливаясь друг с другом или увеличиваясь в объеме, не могли удержаться на тонком волоске и срывались с него.

Результаты исследования роста капель в воздухе, насыщенном водяным паром, и в тумане, представлены в табл. 1 и 2, где приведены осредненные по 10 опытам начальный размер r_0 и изменение отношений r^3/r_0^3 за указанные интервалы времени.

Таблица 1

Относительное изменение со временем объема капли воды и растворов NaCl и ПАВ (r^3/r_0^3) в потоке насыщенного воздуха

Вещество	r_0 мкм	Интервал времени, мин			
		5	10	15	20
H ₂ O	140	1,0	1,0	1,0	1,0
ПАВ	160	1,0	1,0	1,0	1,0
NaCl	210	1,3	1,5	1,7	2,0

Как видно из табл. 1, не наблюдается заметного конденсационного роста капель дистиллированной воды и растворов всех исследованных ПАВ. Капли раствора NaCl, находящиеся в тех же условиях, что и капли воды и растворов ПАВ, растут увеличиваясь в объеме в 2 раза за 20 мин, что хорошо согласуется с расчетом А. Д. Соловьева [2].

Таким образом, у капель растворов исследованных антистатических ПАВ размером более 100 мкм, так же как и у капель воды тех же размеров, не наблюдается заметного изменения объема за счет конденсационного роста, тогда как в тех же условиях происходит заметный рост капель раствора NaCl.

Исследование коагуляционного роста капель дистиллированной воды и растворов ПАВ в тумане (табл. 2) показало, что во всех

опытах наблюдался заметный коагуляционный рост капель воды и растворов ПАВ, причем скорость их роста различная. Так, если капли воды в течение 5 мин увеличивались в объеме в среднем в 2 раза, то капли растворов «Элоны» и «Чародейки» росли быстрее, чем капли воды соответственно в 1,4 и 1,1 раза; капли растворов выравнивателя А и «Полиэна» росли примерно с той же скоростью, что и капли воды, а скорость роста капель растворов остальных ПАВ была в 1,4—1,7 раза меньше, чем капель воды.

Таблица 2

Относительное изменение со временем объема капель 1% растворов ПАВ (r^3/r_0^3) в потоке тумана

Вещество или препарат	r_0 мкм		Интервал времени, мин					
			1		3		5	
	ПАВ	H ₂ O	ПАВ	H ₂ O	ПАВ	H ₂ O	ПАВ	H ₂ O
«Элона»	185	205	1,1	1,0	1,5	1,3	2,5	1,8
Алкамон ДС	180	160	1,0	1,0	1,2	1,4	1,4	2,0
Синтанол ДС	215	170	1,0	1,1	1,3	1,7	2,3	3,8
Стеарокс-6	235	180	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	1,6
«Чародейка»	195	175	1,1	1,0	1,3	1,2	1,9	1,7
Выравниватель А	180	180	1,0	1,0	1,1	1,1	1,3	1,4
«Полиэн»	210	195	1,1	1,1	1,4	1,6	2,0	2,2

Таким образом, анализ результатов опытов показывает, что наличие ПАВ мало сказывается на коагуляционном росте капель; исключение составляет только ионогенный препарат «Элона», скорость коагуляционного роста капель растворов которого в 1,4 раза больше, чем у капель воды.

Исследование заряжения крупной капли раствора ПАВ в потоке заряженного водного тумана

Исследование заряжения крупной капли воды и раствора ПАВ в потоке заряженного водного тумана проводилось в тех же условиях, что и опыты, описанные выше. Отличие состояло в том, что, во-первых, исследуемая капля воды или раствора подвешивалась на платиновую нить, соединенную с электрометром СГ-1М, с помощью которого определялся заряд капли, и, во-вторых, заряжение капельного тумана в камере происходило в поле коронного разряда между платиновыми электродами при разности потенциалов между ними 5 кВ.

Порядок проведения опыта был следующий:

1. Капля воды или исследуемого раствора ПАВ подвешивалась на нить, соединенную со штырьком гальванометра.
2. Воздух в камере ионизировался включением на 2 мин коронного разряда.

3. В камере в течение 3 с создавался туман.

4. Туман в течение 5 с выдерживался в ионизированном воздухе камеры.

5. По шкале гальванометра СГ-1М производился начальный отсчет.

6. Открывалась заслонка, перекрывающая выход из камеры туманов в аэродинамическую трубу, и заряженный туман протягивался через аэродинамическую трубу, в которой помещалась капля.

7. Через 5 с снова производился отсчет по гальванометру.

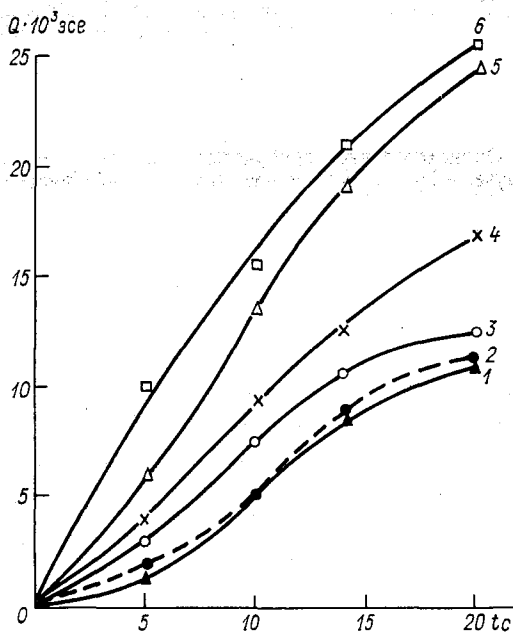


Рис. 1. Рост заряда на капле раствора ПАВ в потоке заряженного водного тумана.

1 — «Элона» ($c=0,01\%$), 2 — «Элона», 3 — «Чародейка», 4 — стеарокс-6, 5 — «Полиэна», 6 — H_2O .

Начальный радиус капли, зарядение которой исследовалось, составлял $0,55 \pm 0,01$ мм. Время выдержки тумана в области коронного разряда составляло 5 с. Согласно расчету [7], за это время практически достигается максимальное зарядение капель тумана при заданной интенсивности ионизации. Время протяжки тумана в каждом опыте было ограничено 5 с из-за малого объема камеры туманов. Рост заряда частиц измерялся в течение 20 с, т. е. при четырехкратной протяжке тумана.

На рис. 1 приведены данные о росте со временем заряда крупных капель воды и растворов ПАВ в потоке заряженного капельного тумана.

Каждая точка кривой является средней из 10 измерений. Как видно из рис. 1, средняя скорость роста заряда капли воды составляла $1,3 \cdot 10^{-3}$ эсе/с, а ее заряд достигал за 20 с значения $2,6 \cdot 10^{-2}$ эсе. Все исследуемые нами 0,1% растворы ПАВ способствовали снижению скорости коагуляционного заряжения капель: значения скорости заряжения капель растворов ПАВ лежат в диапазоне $6 \cdot 10^{-2}$ — $8,5 \cdot 10^{-2}$ эсе/с (кривые 1—5).

Скорость роста заряда капли растворов ПАВ различна для разных классов ПАВ. Наибольшая скорость роста заряда наблюдается у капель растворов анионоактивных ПАВ (кривая 5), она несколько больше средней скорости роста заряда капли воды.

Наименьшая скорость роста заряда капли оказалась у катионоактивных ПАВ, таких, как «Элона», «Чародейка».

Как видно из рис. 1, заряд, приобретаемый каплями этих растворов за 20 с, в 2,0—2,5 раза меньше заряда, приобретаемого каплей воды. При этом скорости роста заряда на каплях 0,1 и 0,01% растворов «Элоны» мало зависят от концентрации раствора.

Таким образом, в потоке капельного преимущественно отрицательно заряженного тумана скорость роста заряда на крупной капле воды может быть значительно уменьшена за счет добавки к ней катионоактивного ПАВ в концентрации до 0,01%.

Исследование влияния ПАВ на электрическое состояние тумана

Исследование заряжения крупной капли воды в потоке заряженного водного тумана с добавками ПАВ и без них проводилось в тех же условиях, что и опыты, описанные выше. Отличие состояло в том, что, во-первых, во всех случаях измерялся заряд, приобретаемый только каплей чистой воды, во-вторых, состав тумана изменялся от опыта к опыту. Была разной и последовательность создания тумана: туман образовывался либо в атмосфере уже ионизированного воздуха, в котором сначала возгонялось исследуемое ПАВ, либо в чистой камере, в которую после создания в ней тумана вводился дым исследуемого ПАВ.

Таким образом, изменение величины заряда капли дистиллированной воды в потоке заряженного тумана являлось отражением тех процессов, которые происходили в результате взаимодействия заряженного тумана с аэрозолем ПАВ, принадлежащих к разным классам.

На рис. 2 приведены кривые, характеризующие рост со временем заряда крупной капли дистиллированной воды в потоке капельного тумана с добавками ПАВ (кривые 1—3, 5) и без

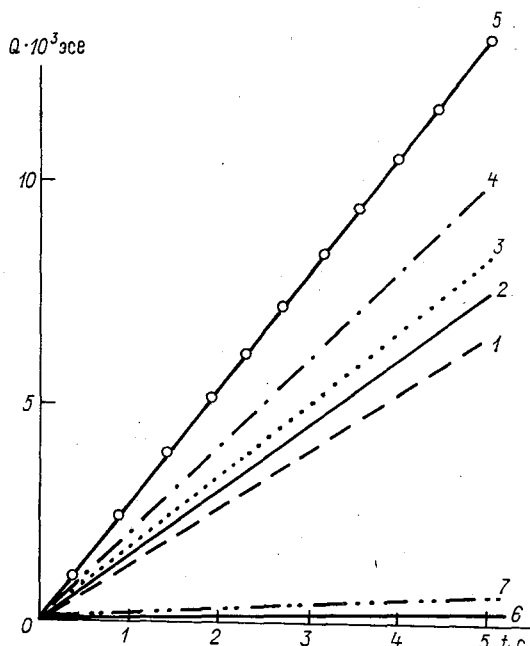


Рис. 2. Рост заряда на капле воды в потоке тумана, содержащего аэрозоль ПАВ.

1 и 6 — «Элона», 2 — стеарокс-6, 3 — синтанол ДС, 4 — H_2O , 5 — окись амина, 7 — по данным [5].

добавок (кривая 4). Как видно из рис. 2, заряд капли воды зависит от свойств тумана, заряжающего каплю, а именно: скорость роста заряда капли оказалась наибольшей в случае чистого тумана и тумана с добавкой анионоактивной окиси амина (10^{-3} и $1,7 \times 10^{-3}$ эсе/с соответственно). В меньшей степени капля заряжалась, когда она находилась в потоке тумана, содержащего в качестве добавки неионогенные вещества, такие, как синтанол ДС и стеарокс-6 (около 10^{-3} эсе/с).

Скорость заряжения капли воды в потоке тумана с добавками «Чародейки» и «Элоны» составляла около $0,5 \cdot 10^{-3}$ эсе/с и была минимальна. При этом следует заметить, что не наблюдалось различия в скорости заряжения капли воды в случае изменения последовательности образования тумана и аэрозоля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Громова Т. Н., Торопова Н. В., Бурчуладзе Н. Н. О некоторых физико-химических свойствах растворов антистатических ПАВ.— См. наст. сборник.
2. Соловьев А. Д. Поглощение влаги гигроскопическими частицами в облаке.— Тр. ВНМС, 1963, т. V.
3. Химач М. А., Чикирова Г. А. Экспериментальная установка для исследования коагуляционного заряжения облачных частиц.— Тр. ГГО, 1974, вып. 290, с. 26—29.
4. Химач М. А., Чикирова Г. А. К исследованию заряжения капель растворов некоторых поверхностно-активных веществ.— Тр. ГГО, 1976, вып. 372, с. 35—37.
5. Химач М. А., Чикирова Г. А., Шишкин Н. С. Заряжение крупных капель воды в потоке капельного и кристаллического тумана, заряжающегося в области коронного разряда.— Тр. ГГО, 1976, вып. 372, с. 28—34.
6. Чикирова Г. А. Исследование кинетики поглощения влаги частицами ионообменных смол в среде, насыщенной водным паром и в тумане.— Тр. ГГО, 1967, вып. 202, с. 60—64.
7. Шишкин Н. С. О роли коронного разряда в развитии гроз.— ДАН, 1970, т. 192, № 2, с. 317—319.

А. А. Синькевич

ПРИМЕНЕНИЕ РАДИОМЕТРА ИК ДИАПАЗОНА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАКОВ

Введение

Термический режим облаков важен для понимания физики процессов облакообразования, а также процессов, происходящих при активных воздействиях. Измерение температуры в облаках с самолетов обычно производят с помощью контактных чувствительных элементов. При этом возникает ряд погрешностей, связанных с переходом кинетической энергии воздушного потока в тепловую энергию в пограничном слое термометра, смачиванием датчиков, сублимацией льда и замерзанием жидкой воды на датчиках, с испарением льда и жидкой воды. Эти погрешности оказываются особенно существенными при больших скоростях полета. Учет их крайне сложен, а зачастую и невозможен [1, 3, 7].

В последние годы получают распространение радиационные методы измерения температуры, обладающие рядом преимуществ.

Автором настоящей статьи в 1976—1977 гг. применялся один из вариантов самолетного радиометра ИК диапазона длин волн [8], который работает в двух основных режимах: измерения на линии поглощения водяного пара 6,3 мкм и в окне прозрачности атмосферы 8—12 мкм.

Излучение на линии 6,3 мкм формируется водяным паром при работе радиометра в чистой атмосфере, а в облаке — как водяным паром, так и облачными частицами. В окне прозрачности осуществляется дистанционное измерение температуры облаков [4], в этом случае в формировании излучения принимают участие только облачные частицы. Излучением слоя воздуха между радиометром и облаком можно практически пренебречь при сравнительно небольших расстояниях (0,5—1 км).

Измерение излучения на линии поглощения водяного пара 6,3 мкм

Тепловое излучение объектов зависит, как известно, от их температуры и излучательной способности. Коэффициент ослабления $\alpha(\lambda)$ в атмосфере связан с затуханием излучения за счет

молекулярного $\alpha_m(\lambda)$ и аэрозольного $\alpha_{аэр}(\lambda)$ рассеяния и поглощения, т. е.

$$\alpha(\lambda) = \alpha_m(\lambda) + \alpha_{аэр}(\lambda). \quad (1)$$

При распространении излучения в чистой атмосфере

$$\alpha(\lambda) = \alpha_m(\lambda) = \alpha_{м.р}(\lambda) + \alpha_{м.п}(\lambda), \quad (2)$$

где $\alpha_{м.р}(\lambda)$ и $\alpha_{м.п}(\lambda)$ — коэффициенты ослабления излучения за счет молекулярного рассеяния и поглощения.

Для слоя газа бесконечной толщины поглощение будет полным, а следовательно, коэффициент излучения равен единице. Однако, если газ сильно поглощает на длине волны падающего излучения, толщина слоя газа, необходимая для полного поглощения, может быть небольшой, и газ будет излучать как черное тело на этой же длине волны, т. е. излучательная способность слоя $\epsilon(\lambda, T) = 1$. Таким образом, температуру воздуха можно определять измерением излучения, распространяющегося вдоль изотермической поверхности, т. е. практически в горизонтальном направлении в области сильного поглощения атмосферы (например, в полосе поглощения водяного пара с центром 6,3 мкм).

При практических измерениях необходимо оценить эффективную толщину слоя воздуха $L_{эф}$, на котором формируется излучение, измеряемое прибором. Если предположить, что измеряемое излучение равно 99% излучения черного тела, то функция пропускания атмосферы

$$\tau(\omega) = 0,01, \quad (3)$$

где ω — приведенное содержание газа, поглощающего излучение. В табл. 1 приведены для этого случая значения $L_{эф}$ на уровне земной поверхности в зависимости от метеорологических условий (чистая атмосфера). Расчет выполнялся по формуле (3) с использованием номограмм, приведенных в работе [6] при следующих параметрах радиометра: длина волны максимальной чувствительности $\lambda_{max} = 6,15$ мкм, эффективная полоса пропускания $2\Delta\lambda_{эф} = 0,95$ мкм.

В табл. 2 представлены эффективные толщины $L_{эф}$ слоя воздуха, имеющего влажность 80% и создающего 90, 75, 50% излучения черного тела. На больших высотах линии и полосы поглощения становятся уже из-за уменьшения давления и можно ожидать увеличения пропускания атмосферы и, как следствие, увеличения значения $L_{эф}$. Так, на высоте 6 км $L_{эф}$ увеличивается в 2 раза по сравнению с $L_{эф}$ на уровне моря.

В облаках, как уже сказано выше, в формировании излучения на волне 6,3 мкм принимают участие водяной пар и облачные частицы. Коэффициент ослабления излучения на частицах аэрозоля (облачных частицах) определяется из соотношения

$$\alpha_{аэр}(\lambda) = N \int_0^{\infty} \sigma(a, \lambda) f(a) da, \quad (4)$$

Таблица 1

Эффективная толщина слоя воздуха $L_{эф}$ (км), формирующего 99% излучения черного тела, в зависимости от метеорологических условий на уровне земной поверхности

$t^{\circ}\text{C}$	Относительная влажность, %					$t^{\circ}\text{C}$	Относительная влажность, %				
	20	40	60	80	100		20	40	60	80	100
20	0,9	0,4	0,3	0,2	0,1	-15	8,7	4,3	2,9	2,0	1,7
15	1,0	0,6	0,4	0,2	0,2	-20	13,0	6,5	4,3	3,2	2,6
10	1,4	0,7	0,5	0,4	0,3	-25	17,3	9,3	6,5	5,2	3,8
5	1,7	1,1	0,7	0,5	0,4	-30	28,9	13,7	9,3	7,4	5,8
0	2,9	1,4	1,0	0,8	0,6	-35	47,0	20,0	14,4	11,8	9,6
-5	4,0	2,0	1,4	1,0	0,9	-40	68,0	37,0	23,6	17,3	14,4
-10	5,8	2,9	1,7	1,4	1,1						

Таблица 2

Эффективные толщины слоя воздуха $L_{эф}$ (км), формирующего 90, 75, 50% излучения черного тела, при относительной влажности 80%

$t^{\circ}\text{C}$	Излучение черного тела, %			$t^{\circ}\text{C}$	Излучение черного тела, %		
	90	75	50		90	75	50
20	0,05	0,02	0,01	-15	0,58	0,27	0,08
15	0,06	0,03	0,01	-20	0,94	0,45	0,12
10	0,10	0,05	0,01	-25	1,50	0,72	0,20
5	0,15	0,07	0,02	-30	2,15	1,02	0,29
0	0,22	0,11	0,03	-35	3,41	1,64	0,45
-5	0,30	0,14	0,04	-40	5,00	2,39	0,67
-10	0,42	0,20	0,06				

где N — число частиц в единице объема, $\sigma(a, \lambda)$ — коэффициент ослабления излучения с длиной волны λ частицей радиуса a , $f(a)$ — функция распределения частиц по размерам. Слой облака, для которого выполняется соотношение

$$\tau[\omega, \sigma(a, \lambda), f(a), N] = 0,01, \quad (5)$$

будет давать 99% излучения черного тела. Эффективная толщина слоя, формирующего излучение, зависит от приведенного содержания газа, поглощающего излучение, физических свойств частиц, функции распределения частиц по размерам и числа частиц в единице объема.

К настоящему времени проведены теоретические расчеты, позволяющие определить коэффициент ослабления излучения $\alpha_{аэр}(\lambda)$ для водных облаков [2]. Из них следует, что при значении метеорологической дальности видимости в облаке $S_m = 200$ м для волны 6,3 мкм коэффициенты аэрозольного и молекулярного ослабления

имеют один и тот же порядок величины. При $S_m \leq 100$ м $\alpha_{\text{аэр}} \gg \alpha_m$, т. е. основной вклад в излучение вносят облачные частицы. Общая толщина слоя облака, создающего «черное» излучение, по данным ряда авторов, заключена в интервале 50—500 м [5, 6].

Измерение излучения в окне прозрачности 8—12 мкм

В этом диапазоне осуществляется дистанционное измерение температуры, что имеет важное значение при исследовании грозозых и мощных конвективных облаков. В данном случае излучение формируется облачными частицами, поскольку молекулярным рассеянием и поглощением можно пренебречь по сравнению с аэрозольным. Слой облака, для которого выполняется соотношение

$$\tau[\sigma(a, \lambda), f(a), N] = 0,01, \quad (6)$$

будет давать 99% излучения черного тела. Толщина слоя облака, создающего «черное» излучение, имеет такой же порядок, как и при работе на линии $\lambda = 6,3$ мкм, т. е. составляет 50—500 м [5, 6].

При наличии кристаллической фазы эффективная толщина слоя, формирующего излучение, возрастает, что является следствием меньшего затухания излучения [9].

Структурные схемы радиометра при работе на линии 6,3 мкм и в окне прозрачности 8—12 мкм

Для выяснения влияния конструктивных особенностей радиометра на выходной сигнал рассмотрим структурную схему прибора (рис. 1). Показания любого радиометра зависят не только от изменений величины измеряемого потока излучения, но и от температуры элементов оптического канала (входного окна 1, модулятора 2, линзы 3, фильтра 4, элементов конструкции и т. д.). При вращении модулятора происходит непрерывное сравнение исследуемого потока с потоком излучения, формируемым элементами оптического канала.

Из анализа оптической схемы следует, что выходной сигнал связан с параметрами радиометра следующим образом:

$$U_{\text{вых}} \approx \frac{k_1 s}{\pi} S_{\text{вх}} \omega_1 \tau_{\text{л}} \rho_3 \left[\int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{атм}}) \tau_{\text{ок}} \tau_{\text{ф}}(\lambda) d\lambda - \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{мод}}) \tau_{\text{ф}}(\lambda) \varepsilon_{\text{мод}} d\lambda \right], \quad (7)$$

где s — вольтовая чувствительность приемника лучистой энергии, k_1 — коэффициент передачи электронного тракта радиометра, $S_{\text{вх}}$ — площадь линзы, ω_1 — угол поля зрения оптической системы,

$\tau_{\text{л}}$ и $\tau_{\text{ок}}$ — коэффициенты пропускания линзы и окна соответственно, $\rho_{\text{з}}$ — коэффициент отражения зеркала, $r(\lambda, T_{\text{атм}})$ и $r(\lambda, T_{\text{мод}})$ — спектральные плотности энергетической светимости абсолютно черного тела при температуре соответственно исследуемой среды и модулятора, $\tau_{\text{ф}}(\lambda)$ — спектральное пропускание фильтра, $\epsilon_{\text{мод}}$ — излучательная способность модулятора.

Радияция, излучаемая исследуемой средой, попадает в оптическую систему через входное окно, изготовленное из BaF_2 . Лучистый поток прерывается с частотой 250 Гц непрозрачным секторным модулятором, покрытым черной матовой краской. Враще-

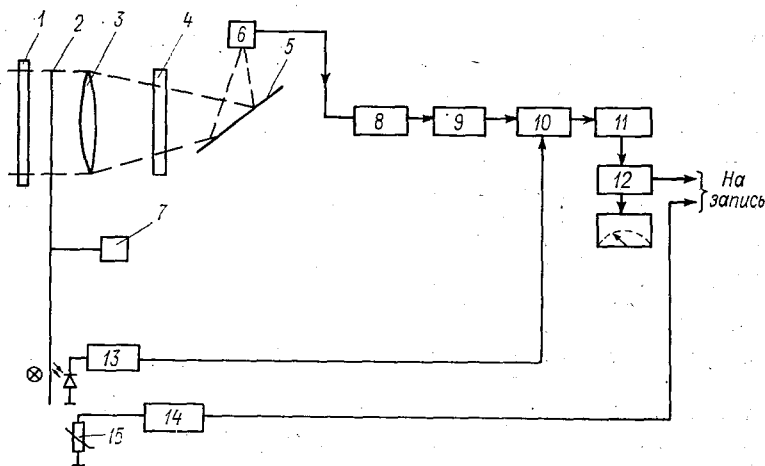


Рис. 1. Структурная схема радиометра.

1 — входное окно, 2 — модулятор, 3 — линза, 4 — фильтр, 5 — зеркало, 6 — приемник лучистой энергии, 7 — двигатель, 8 — предварительный усилитель, 9 — основной усилитель, 10 — синхронный детектор, 11 — интегратор, 12 — УИТ, 13 — схема формирования опорных напряжений, 14 — схема измерения температуры модулятора, 15 — датчик температуры модулятора.

ние модулятора осуществляется синхронным двигателем Г-31, что обеспечивает стабильность частоты модуляции. В тот момент, когда лопасть модулятора не перекрывает линзу, радиация из исследуемой среды попадает на чувствительную площадку приемника лучистой энергии 6. Когда лопасть модулятора перекрывает линзу, на приемник попадает излучение модулятора 2.

Приемником лучистой энергии служит охлаждаемое жидким азотом фотосопротивление со следующими параметрами: вольтовая чувствительность $s = 1000$ В/Вт; обнаружительная способность $D_{\lambda_{\text{max}}} = 10^{10}$, постоянная времени $\tau < 10^{-6}$ с; диапазон спектральной чувствительности 1,1—8,5 мкм. Поле зрения прибора составляет $2 \times 2^\circ$. Область спектральной чувствительности радиометра определяется фильтром. При работе на линии 6,3 мкм используется ИК дисперсионный фильтр ($\lambda_{\text{max}} = 6,15$ мкм, $2\Delta\lambda_{\text{эф}} =$

$= 0,95$ мкм). В цепи фотосопротивления развивается переменное напряжение частотой 250 Гц, амплитуда которого пропорциональна разности потоков излучения из исследуемой среды и от модулятора, которые в свою очередь зависят от соответствующих температур. Напряжение, снимаемое с фотосопротивления, усиливается предварительным малошумящим усилителем 8, который расположен в одном экране с приемником лучистой энергии. Далее, напряжение переменного тока усиливается основным узкополосным усилителем 9, выполненным по схеме активного фильтра, выпрямляется синхронным детектором 10, интегрируется интегратором 11 и после усиления усилителем постоянного тока 12 поступает на запись.

Синхронное детектирование повышает отношение сигнал/шум и позволяет получить на выходе УПТ постоянное напряжение, пропорциональное входному. Постоянная времени радиометра определяется постоянной интегрирования и может меняться скачками в пределах от 0,1 до 10 с.

Чувствительность аппаратуры зависит от характеристик приемника и электронного тракта, а также от пропускания оптических элементов схемы. Пороговая чувствительность описываемого радиометра, полученная в лабораторных условиях, составляет $0,05\text{--}0,08^\circ\text{C}$. Однако точность измерения температуры радиометром в основном определяется точностью измерения температуры модулятора и составляет при периодической градуировке по калибровочному черному телу $0,5\text{--}0,9^\circ\text{C}$.

Для контроля температуры модулятора в непосредственной близости от него находится датчик температуры 15. Существует некоторая постоянная разница между температурой модулятора и исследуемой средой при работе радиометра на самолете. УПТ работает как усиливающее и вычитающее устройство (из значения сигнала на выходе интегратора вычитается среднее значение), что позволяет использовать всю шкалу самописца для фиксации изменений излучения исследуемой среды.

При измерениях в окне прозрачности $8\text{--}12$ мкм производится замена фильтра 4, приемника лучистой энергии 6 совместно с предварительным усилителем 8, из оптической схемы исключается зеркало 5. Фильтром служит оптический материал InSb, либо используется ИК дисперсионный фильтр. Приемник излучения — пироэлектрический приемник теплового излучения со следующими параметрами: пороговая чувствительность $\Phi_{\text{пор}} = 5 \times 10^{-9}$ Вт/Гц $^{1/2}$, область чувствительности $2\text{--}20$ мкм с максимумом $8\text{--}14$ мкм, вольтовая чувствительность $s = 1000$ В/Вт.

Радиометр выполнен на интегральных схемах. Источник питания конструктивно оформлен в виде отдельного блока.

В 1977 г. были проведены летные испытания макета радиометра. Результаты подтвердили эффективность предложенного метода.

Планируется проведение дальнейших исследований с помощью описанной аппаратуры.

Заключение

Описанный метод и аппаратура позволяют исключить ряд методических ошибок, возникающих при измерении температуры в облаках с самолетов с помощью контактных чувствительных элементов, а также проводить дистанционный контроль за термическим состоянием облаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности.— Л.: Гидрометеиздат, 1970, с. 7—31.
2. Зуев В. Г. Прозрачность атмосферы для видимых и инфракрасных лучей.— М.: Сов. радио, 1966. 279 с.
3. Калининский А. В., Пинус Н. З. Аэрология.— Л.: Гидрометеиздат, 1961, с. 115—130.
4. Касаткина О. И., Красильщиков Л. Б., Руднева Л. Б. Экспериментальное исследование излучения облаков в области 8—12 мкм.— Тр. ГГО. 1972, вып. 317, с. 85—91.
5. Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеиздат, 1965, с. 504—506.
6. Mc. Clatchey R. A., Fenn R. W. Optical Properties of the atmosphere.— Envir. Res. Pap., 1972, N 411, Airforce Cambridge Res. Lab., p. 25—40.
7. Weather and climate modification/Ed. W. H. Hess.— New York, 1974, p. 145—149.
8. Wormser M. Radiation thermometer with inline blackbody reference.— Instruments and Control Systems, 1964, vol. 37, p. 101—104.
9. Zdunkowski W. I., Choronenko I. Incomplete blackness of clouds in the infrared spectrum.— Beitr. Phys. Atm., 1969, Bd 3, N 42, p. 206—223.

Г. И. Осипова

ОБЛАЧНЫЕ РЕСУРСЫ ДЛЯ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР ЗА ПОЖАРООПАСНЫЙ СЕЗОН

Введение

При организации и проведении работ по тушению крупных лесных пожаров в разных географических районах необходимо учитывать как общее число дней с кучево-дождевыми облаками (облачные ресурсы) и их временной ход, так и число дней с Сб в дни с высокой пожарной опасностью [1, 4, 6, 7].

В настоящей работе рассматриваются пространственно-временные характеристики облачных ресурсов для искусственных воздействий в лесной зоне Европейской территории СССР за пожароопасный сезон. Исходный материал взят из таблиц ТМ-1 для 184 станций за 1966—1975 гг.

Территориальное распределение числа дней с облачными ресурсами

Лесная зона Европейской территории СССР располагается на Восточно-Европейской равнине, характеризующейся значительным числом гряд и возвышенностей с абсолютными высотами 340—400 м и низинами с абсолютными высотами 100—150 м, наличием водоемов и болот. Наиболее высокие и обширные возвышенности — Тиманский кряж (463 м), Западно-Карельская возвышенность (417 м), Валдайская (347 м), Смоленско-Московская (319 м), Верхнекамская (321 м). Кроме этих возвышенностей, имеется множество сравнительно невысоких и сильно расчлененных возвышенностей: Северные Увалы (294 м), Солигаличский и Сухонский валы, Няндомская возвышенность и др. Водоразделы Северной Двины, Сухоны, Мезени представляют слабохолмистую равнину.

На территории лесной зоны имеется много заболоченных низменностей. Наиболее обширные из них Печорская, Приильменная, Унженско-Ветлужская, Мещерская и др. [9].

Распределение облачности конвективных форм определяется как развитием процессов циркуляции атмосферы, так и влиянием рельефа и подстилающей поверхности.

Рассмотрим, как распределяются облачные ресурсы по территории лесной зоны.

Среднее месячное число дней с Сб за пожароопасный сезон (ПОС), по данным за светлое время суток, в целом по лесной

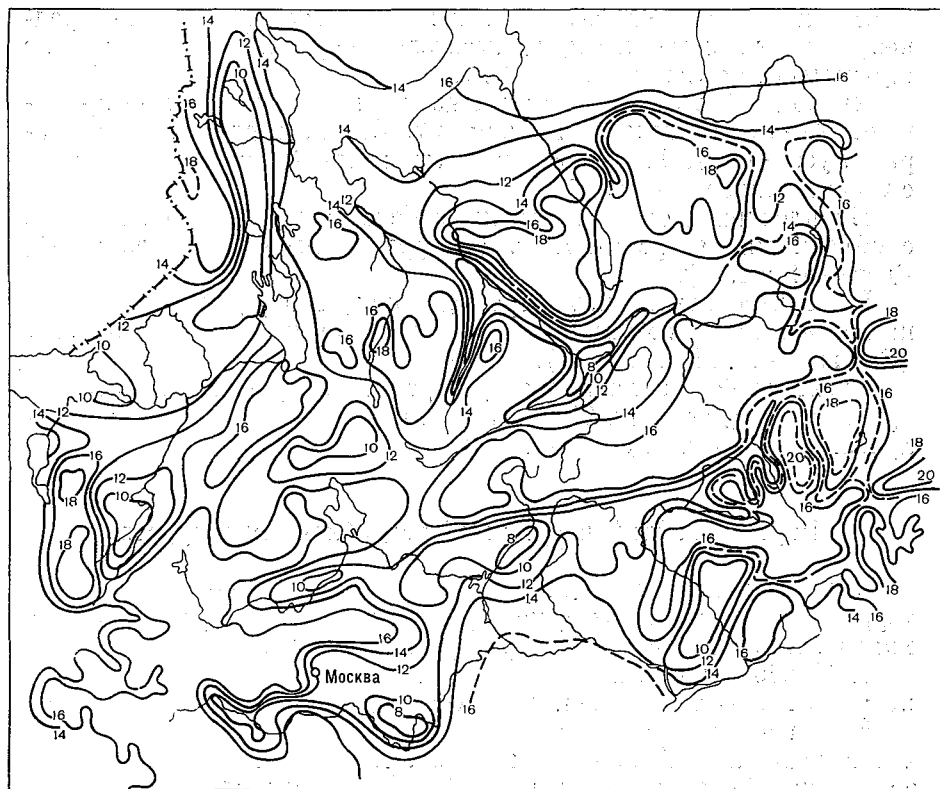


Рис. 1. Карта среднего месячного числа дней с кучево-дождевыми облаками за пожароопасный сезон.

зоне Европейской территории СССР изменяется в широких пределах — от 4 (Верхняя Тойма) до 23 (Кедва-Вом) (рис. 1).

Склоны и центральные части возвышенностей характеризуются большим числом дней с облачными ресурсами по сравнению с низинами. Число дней с Сб на обширных и высоких возвышенностях достигает 18—23 дней. Например, на ст. Торопец, Кувшиново — 18 (Валдайская возвышенность); Кочево — 18, Гайны — 21 (Верхнекамская возвышенность); Соликамск — 21, Пермь — 18, Тулпан — 20 (предгорье и западный склон Урала) и т. д. На небольших

и невысоких возвышенностях число дней с Сб составляет 15—17 (Новый Торъял в Вятских Увалах; Вохма, Мураши в Северных Увалах и др.).

В долинах и низинах, расположенных среди возвышенностей (которых особенно много в Северных и Вятских Увалах, на юге Тиманского кряжа и др.), число дней с Сб составляет 9—12. При этом в низинах котловинного типа, т. е. окруженных возвышенностями, число дней с Сб еще меньше, чем на открытых низинах. Здесь оно составляет всего 6—8 в месяц (Калуга, Тула на Среднерусской возвышенности, Кичменгский Городок в узкой долине р. Кичменги на Северных Увалах).

Число дней с Сб над заболоченными низменностями не превышает 10—12 (Елатьма-6, Макарьев-7, Воскресенское, Дно и Старая Русса—10). Над остальной территорией низин число дней с Сб составляет 12—14.

На плоских и слабо изрезанных берегах водоемов число дней с облачными ресурсами мало (Петрозаводск—10, Паданы—9, Гдов—12 и т. д.).

На сильно изрезанных берегах, образующих узкие заливы, и на возвышенных и холмистых берегах число дней с Сб возрастает (Сегежа—14, Мезень—17).

Число дней с облачными ресурсами, полученное за светлое время суток (день), на 90% станций на 2—3 дня меньше, чем полученное за сутки (8 суток).

Внутрисезонный и суточный ход облачных ресурсов

Анализ данных за пожароопасный сезон показывает, что на территории лесной зоны существуют четыре типа внутрисезонного хода числа дней с облачными ресурсами (рис. 2).

1. Максимум числа дней с Сб в июле и августе наблюдается на Колском полуострове и на севере Карелии.

2. Максимум числа дней с Сб в августе наблюдается в южной части Карелии, в Архангельской области и Коми АССР (к северу от линии Сортавала—Олонец—Бабаево—Коровово—Биряково—Вельск—Нюксеница—Яренск—Красноборск—Лопыдино—Пустошь).

3. Максимум числа дней с Сб в июле наблюдается в остальных районах лесной зоны, кроме части станций, лежащих у водоемов или на возвышенностях, на которых максимум отмечается в июле—августе (Каргополь, Вознесенье, Ругозеро, Бидогошь, Кувшиново).

4. Максимум числа дней с Сб в июне на небольшой части станций юга лесной зоны (Муром, Ветлуга, Красные Баки, Сива, Тула, Брянск).

Минимум числа дней с облачными ресурсами за ПОС наблюдается на большинстве пунктов в мае. На части станций Верхнекамской возвышенности (Сива, Кудымкар, Коса, Верещагино) и

Урала (Соликамск, Березники, Добрянка, Пермь, Кунгур, Шары, Красноуфимск) минимум приходится на сентябрь.

Таким образом, июль и август являются почти на всей территории лесной зоны месяцами наиболее благоприятными для осуществления воздействий на облака.

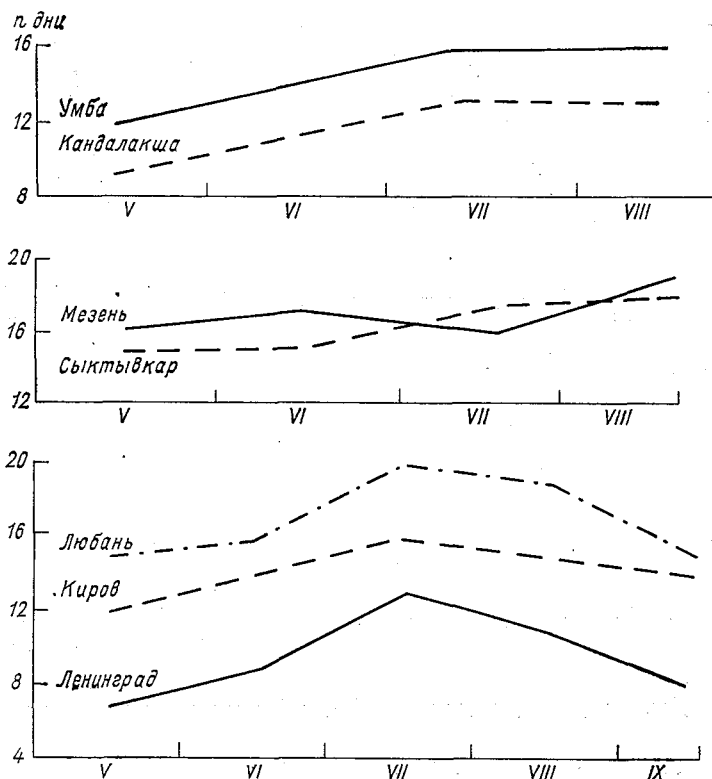


Рис. 2. Ход числа дней с кучево-дождевыми облаками в месяцы пожароопасного сезона.

В суточном ходе максимум облачных ресурсов почти во всех пунктах приходится на 15—18 ч московского времени (рис. 3). По наблюдениям в IV часовом поясе максимум отмечается в 16—19 ч, а по наблюдениям в V часовом поясе — в 17—20 ч. В отдельных пунктах на возвышенностях максимум облачных ресурсов в суточном ходе наблюдается и в более ранние часы, чем на равнине. Он приходится на 14—17 ч в V часовом поясе (Тулпан, Ныроб, Пермь, Гайны и др.) и на 12—15 ч в III часовом поясе (Кувшиново, Реболы). На ст. Полюдов Камень (западный склон Урала) максимум облачных ресурсов растянут с 14 до 20 ч.

Учитывая суточный ход, можно считать, что для проведения

работ по воздействиям на облака наиболее подходящим временем суток является 14—17 ч декретного времени данного пояса.

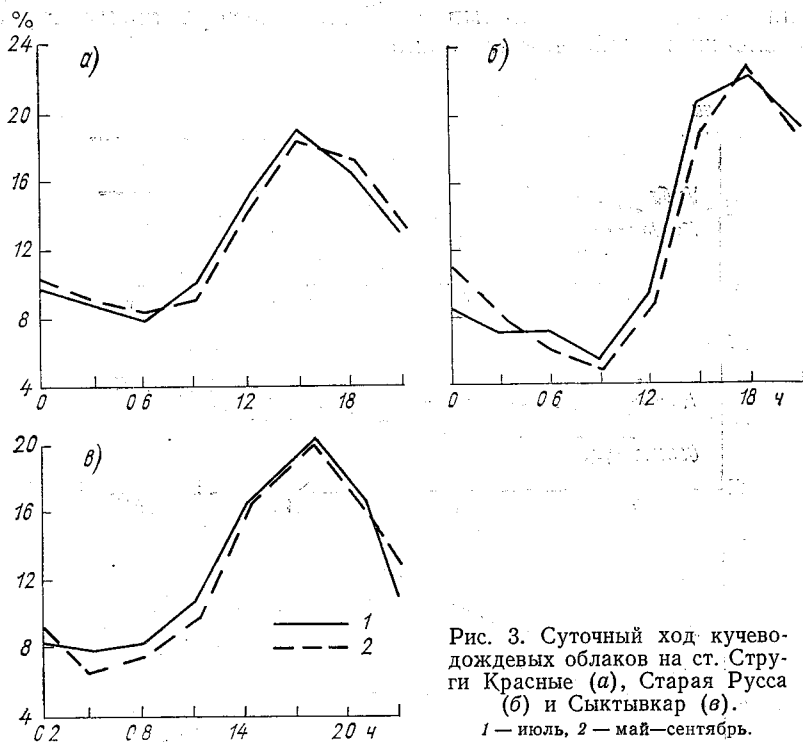


Рис. 3. Суточный ход кучево-дождевых облаков на ст. Струги Красные (а), Старая Русса (б) и Сыктывкар (в).
1 — июль, 2 — май—сентябрь.

Изменчивость числа дней с облачными ресурсами

Изменчивость среднего месячного числа дней с облачными ресурсами (среднее квадратичное отклонение σ (дни) и коэффициент вариации $C_v = \frac{\sigma}{n} \cdot 100\%$) меньше на открыто расположенных

станциях, чем в пунктах, находящихся в защищенных условиях. При этом на возвышенностях изменчивость несколько меньше, чем на равнинах. Изменчивость больше там, где меньше среднее число дней с облачными ресурсами. Так, на возвышенностях изменчивость среднего месячного числа дней с Св за пожароопасный сезон ниже 20%, а изменчивость за месяц их максимума менее 27%. На отдельных станциях изменчивость соответственно равна: 18 и 24% на Валдае, 12 и 21% в Няндоме, 11 и 14% в Тулпане.

На равнинах изменчивость несколько больше, чем на возвышенностях. За ПОС и месяц максимума она составляет соответственно 15 и 27% в Савелово, 17 и 24% в Красных Баках, 18—25% на ст. Лоухи.

Облачные ресурсы для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками

Высокие температуры воздуха при сухой погоде в течение нескольких дней приводят к появлению пожарной опасности. Класс пожарной опасности определяется величиной показателя горимости [4].

В пунктах, находящихся в защищенных условиях, изменчивость еще больше. За ПОС и в месяц максимума она составляет соответственно 25 и 62%.

Среднее квадратическое отклонение изменяется в целом по всей зоне от 1 до 5 дней, причем на 85% станций оно составляет 2—3 дня за ПОС и за месяц максимума.

Абсолютные максимумы месячного числа дней с Сб ($n_{\text{макс}}$) достигают 27—30. Такие значения числа дней с облачными ресурсами встречаются в отдельные годы главным образом на склонах и в центральных частях возвышенностей и гор. Например, за рассматриваемый период наблюдений абсолютный максимум равен: 30 дней на ст. Кедва-Вом, 29 дней на ст. Бисерть, Струги Красные, Пушкинские Горы, 28 дней на ст. Реболы, Пермь, Тулпан, Ныроб, Кудымкар, Усть-Кулом и др. Минимальные значения числа дней с облачными ресурсами ($n_{\text{мин}}$) составляют преимущественно 7—14 дней (Бисерть и Ныроб — 14 дней, Кедва-Вом — 12, Струги Красные — 9, Кувшиново, Няндомы — 8, Пермь — 7 и т. д.).

Абсолютные минимумы наблюдаются преимущественно над низинами, особенно в условиях рельефа, создающих большую защищенность (в узких извилистых долинах, в котловинообразных долинах среди возвышенностей, а также на плоских берегах водоемов). В таких местах в отдельные аномально сухие годы Сб совсем не встречаются в течение месяца, т. е. абсолютный минимум равен нулю (Верхняя Тойма, Кичменгский Городок, Вельск, Калгачиха). Абсолютные максимумы в большинстве таких пунктов составляют 11—18 дней, а иногда достигают 24 дней в месяц (Кичменгский Городок).

Облачные ресурсы для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками можно оценить путем учета числа дней с кучево-дождевыми облаками при пожароопасности III—V классов [2—8].

Число дней с пожароопасностью III—V классов на рассматриваемой территории лесной зоны изменяется в среднем за месяц пожароопасного сезона от 5 на севере и северо-востоке до 11 на юге. Наибольшее число дней с такой пожароопасностью наблюдается в летние месяцы (до 12—14 дней в среднем за рассматриваемый период наблюдений).

Временная изменчивость числа дней с пожароопасностью III—V классов больше, чем изменчивость числа дней с облачными ресурсами (см. табл. 2 и 3), она составляет 20—48% за пожароопасный сезон и 30—70% за июль.

Облачные ресурсы для тушения лесных пожаров вычислялись как вероятность дней появления Сб при пожароопасности III—V классов. По вычисленным данным построена карта облачных ресурсов (рис. 4).

Карта показывает, что облачные ресурсы при пожароопасности III—V классов в целом невелики (1—6 дней в среднем за ме-

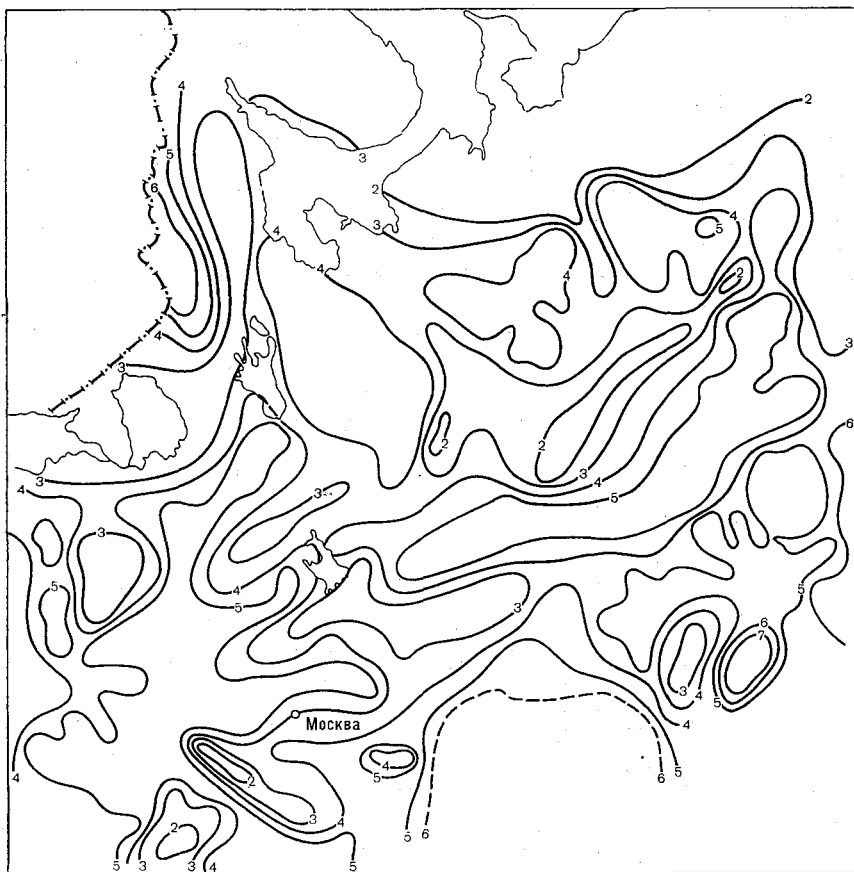


Рис. 4. Число дней с облачными ресурсами при пожароопасности III—V классов.

сяц пожароопасного сезона). Они распределяются по территории так же, как и число дней с облачными ресурсами, рассматриваемое независимо от пожароопасности. Наибольшее число дней с облачными ресурсами при пожароопасности III—V классов встречается над возвышенностями. Здесь такие условия составляют 4—6 дней (Соликамск, Пермь, Валдай, Мураши, Кедва-Вом и др.).

Над равнинами отмечается всего 2—4 дня, благоприятных для

воздействий (Ухта, Кослан, Лоухи, Савелово, Иваново, Дно, Пудож, Москва). В защищенных условиях рельефа таких дней только 1—2 (Калуга, Афанасьево, Кичменгский Городок, Верхняя Тойма и т. д.).

В летние месяцы число дней, благоприятных для воздействий, несколько больше, чем в среднем за месяц пожароопасного сезона. В пунктах, расположенных на возвышенностях, оно составляет 7—9 дней (Валдай, Кувшиново, Гайны, Мураши, Кедва-Вом), на равнине — преимущественно 4—5 дней (Лоухи, Весляна, Ухта, Савелово, Дно, Койнас), в защищенных условиях — 2—4 дня (Верхняя Тойма, Калуга, Вельск, Кичменгский Городок, Шангалы).

В отдельные годы таких дней может быть еще больше, чем полученных из десятилетних данных за летние месяцы.

Число дней с облачными ресурсами, совпадающими с пожароопасностью III—V классов, было вычислено и другим способом.

Рассмотрено фактически наблюдающееся число дней с облачными ресурсами в дни с вычисленной пожароопасностью III—V классов. Число дней, полученное этим способом, оказалось близким, но несколько меньшим, чем полученное первым способом.

Средняя разность числа дней с облачными ресурсами при пожароопасности III—V классов, полученных разными способами, для рассматриваемой части лесной зоны составляет 0,8 дня. Среднее квадратическое отклонение и коэффициент вариации для всего района, полученные первым способом, составляют соответственно 1,0 день и 37 %, вторым способом — 1,2 дня и 35 %.

Различия в числе дней с облачными ресурсами, полученными разными способами, невелики. Это позволяет считать возможным вычисление дней с облачными ресурсами для тушения лесных пожаров только по вероятности таких дней при пожароопасности III—V классов (по первому способу).

Так как возможности воздействия на облака для тушения лесных пожаров невелики по числу дней, то можно и важно производить воздействия на облака при пожароопасности II класса с целью предупреждения развития крупных лесных пожаров путем тушения небольших пожаров и увлажнения почвы.

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. В пространственном распределении облачных ресурсов четко проявляется их зависимость от особенностей рельефа и подстилающей поверхности. Эта зависимость выражается в следующем.

а) наибольшее число дней с кучево-дождевыми облаками наблюдается над склонами и вершинами возвышенностей (16—23 дня), в районе возвышенных берегов водоемов, а также над сильно изрезанными берегами, образующими небольшие заливы (15—17 дней за месяц);

б) наименьшее число дней с кучево-дождевыми облаками наблюдается над котловинообразными низинами среди возвышенностей и над заболоченными низинами на равнине, а также на плоских слабо изрезанных берегах водоемов (10—12 дней);

в) над равниной число дней с кучево-дождевыми облаками составляет 10—14.

2. В зависимости от положения максимума в лесной зоне Европейской территории СССР выделены четыре типа внутрисезонного (за ПОС) хода числа дней с Сб.

Минимум числа дней с Сб наблюдается в мае во всей зоне, кроме части пунктов на западном склоне Урала и в Предуралье, где минимум наблюдается в сентябре.

3. В суточном ходе (по данным 8-срочных наблюдений) максимум повторяемости кучево-дождевых облаков отмечается в 15—18 ч московского времени.

4. Изменчивость числа дней с Сб не превосходит 30% во всей зоне, кроме котловинообразных низин среди возвышенностей и других защищенных условий рельефа, где она может достигать 50—60%.

Амплитуда числа дней с Сб составляет 15—20 дней.

В целом по лесной зоне ЕТС наиболее благоприятные условия по наличию облачных ресурсов имеются в районах возвышенностей в летние месяцы (июль—август) с 14 до 17 ч.

5. Число дней с пожароопасностью III—V классов в среднем за месяц ПОС наименьшее на северо-востоке Коми АССР (5—6 дней). Оно увеличивается до 10—11 на юге и юго-западе лесной зоны. За летние месяцы оно изменяется от 8 на северо-востоке до 14 на юге.

6. Облачные ресурсы для тушения лесных пожаров, т. е. наличие кучево-дождевых облаков при пожароопасности III—V классов, невелики (1—6 дней в среднем за месяц пожароопасного сезона). Наибольшее число дней с ними встречается над возвышенностями (4—6), наименьшее — в защищенных условиях рельефа (1—2). Максимум их отмечается в летние месяцы (7—9 дней).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арцыбашев Е. С., Столярчук Л. В. Районирование зоны тайги по ресурсной облачности.— Л.: Изд. ЛенНИИЛХ, 1977.— 34 с.
2. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О краткосрочном прогнозе ареалов ливневого положения по данным вертикального зондирования атмосферы.— Труды ГГО, 1973, вып. 302, с. 62—78.
3. Корниенко Е. Е. Основные требования к проведению эксперимента по воздействию на кучево-дождевые облака с целью искусственного регулирования осадков.— Труды УкрНИГМИ, 1971, вып. 103, с. 3—12.
4. Оренбургская Е. В., Сумин Ю. П. К оценке повторяемости условий, благоприятных для тушения лесных пожаров искусственными осадками на территории Красноярского края.— Труды ГГО, 1976, вып. 372, 95—103.
5. Осипова Г. И. Облачность и осадки при различных условиях влажности в атмосфере в месяцы теплого периода.— Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 103—108.

6. Осипова Г. И. Особенности территориального и временного распределения облачных ресурсов для активных воздействий на северо-западе Европейской территории СССР.— Труды ГГО, 1979, вып. 405.
7. Осипова Г. И., Прохорова Г. Н. Облачные ресурсы для активных воздействий в Архангельской области и Коми АССР в пожароопасный сезон.— Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 92—102.
8. Сумин Ю. П. Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака.— Труды ГГО, 1971, вып. 262, с. 54—69.
9. Тушинский Г. К., Давыдова М. И. Физическая география СССР.— М.: Просвещение, 1975, с. 149—235.

СОДЕРЖАНИЕ

Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. Изменение числа сближений капель дождя в процессе выпадения осадков	3
В. В. Клинго, В. В. Шлыков. Теоретический расчет гомогенной кристаллизации переохлажденных водяных капель, находящихся в постоянном однородном электрическом поле	15
В. В. Клинго, В. В. Шлыков. К влиянию электрического поля точечного заряда на гомогенную кристаллизацию переохлажденной водяной капли	26
Ю. А. Довгалюк, Т. Ф. Кучинская, Е. В. Оренбургская. К оценке интенсивности облачной конвекции в восточной части тропической Атлантики	33
В. В. Клинго, Г. Д. Кудашкин. К оценке действия механизма контактной нуклеации при введении кристаллизующих реагентов в переохлажденные облака	39
А. В. Цветкова. Роль некоторых видов органических соединений в конденсационных процессах в атмосфере	47
С. П. Гирс, В. Н. Каменцев, В. Н. Недостаев, В. И. Стебин. Изотермические изменения в структуре и электрических свойствах поликристаллического льда	53
С. П. Гирс, В. Н. Каменцев. Микроинтерференционная установка для исследования фазовых переходов воды на льдообразующих подложках	57
С. П. Гирс, В. Н. Каменцев, В. И. Стебин. Электронномикроскопические исследования низкотемпературных модификаций льда	63
В. В. Шлыков. Экспериментальное исследование влияния постоянного электрического поля на замерзание капель воды	68
С. А. Власов, С. П. Гирс, Ю. А. Довгалюк, В. А. Королев, А. С. Кочемировский, Л. В. Пивоварова. К исследованию изменений поверхностной электропроводности некоторых льдообразующих веществ при взаимодействии с водяным паром	76
С. П. Гирс, В. Н. Каменцев, М. Н. Серова, Г. И. Схиртладзе, Б. С. Юрчак. О возможности использования электропроводящих углеродных нитей для исследований воздушных потоков в облаках	82
Т. Н. Громова, Л. А. Диневич, Т. М. Унгерман. К вопросу о содержании иода в атмосферных осадках при активных воздействиях	89
Т. Н. Громова, Г. А. Чикирова. О влиянии ПАВ на кинетику роста и заряжения капель воды	98
А. А. Синькевич. Применение радиометра ИК диапазона для измерения термических характеристик облаков	105
Г. И. Осипова. Облачные ресурсы для активных воздействий в лесной зоне Европейской территории СССР за пожароопасный сезон	112

Труды ГГО, вып. 420
ФИЗИКА ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Редактор Л. И. Штанникова
Техн. редактор Н. Ф. Грачева
Корректор Е. И. Бородина

Сдано в набор 26.04.79. Подписано в печать 30.07.79. М-29201. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 8,5. Уч.-изд. л. 8,35. Тираж 640 экз. Индекс МЛ-126. Заказ № 199. Цена 65 коп.
Гидрометеониздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ЛПО «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

THE
FEDERAL BUREAU OF INVESTIGATION
UNITED STATES DEPARTMENT OF JUSTICE

WASHINGTON, D. C.
20535

TO : DIRECTOR, FBI (100-442100)
FROM : SAC, NEW YORK (100-100000) (P)
SUBJECT: [Illegible]