

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

Выпуск

372

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук Т. Н. ГРОМОВОЙ
канд. физ.-мат. наук Ю. А. ДОВГАЛЮК

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 195106, Мал. Октябрьский пр., 98



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД
1976

В сборнике излагаются результаты работ по физике облаков и активные воздействия, выполнявшихся в ГГО и в других научных учреждениях. Основная часть статей посвящена теоретическим и экспериментальным исследованиям процессов образования конвективных облаков и осадков в них, электризации облачных частиц, а также вопросам активных воздействий на облака с целью тушения лесных пожаров искусственными осадками. В отдельных статьях приводятся материалы по исследованию облачных ресурсов для воздействия.

Сборник предназначен для научных работников и специалистов, работающих в области физики облаков и активных воздействий.

The results of work in the field of cloud physics and weather modification carried out at the Main Geophysical Observatory and other scientific institutes are presented. A greater part of the papers included are devoted to theoretical and experimental investigations of processes of convective clouds formation, precipitation formation in the convective clouds, cloud particles electricization as well as cloud modification for the purpose of forest fire extinguishing by artificially induced precipitation. Some papers present materials on investigations of clouds resources for modification.

The book is intended for scientific workers and specialists working in the field of cloud physics and weather modification.

Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина

О ВЫБОРЕ УРОВНЯ ВВЕДЕНИЯ РЕАГЕНТА ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ НА РАЗВИВАЮЩИЕСЯ КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА

В последнее время появилось большое количество публикаций, посвященных проблеме загрязнения атмосферы, земной поверхности и вод продуктами жизнедеятельности человека. Опубликованные данные свидетельствуют о том, что загрязнение достигло весьма опасных для человека и природы размеров и необходимы срочные и решительные меры по борьбе с ним. В этой связи более строго должны рассматриваться и вопросы влияния активных воздействий на человека и окружающую среду, поскольку используемые в качестве реагента химические вещества могут накапливаться в почве, воде водоемов и при длительном использовании в одной и той же местности приводить к нежелательным последствиям.

В ряде стран мира широкое применение в практике активных воздействий нашел способ наземной генерации льдообразующих и гигроскопических веществ. В Дели проводятся крупномасштабные эксперименты по воздействию с земли на зимние облака (Капур [1]). С 1968 г. каждую зиму с декабря по март облака засеваются с помощью наземных генераторов AgI. Расход реагента при этом составляет от 1 до 1,5 кг в день. Воздействие большого масштаба осуществляется в западных районах США, горы Сьерра-Невада (Уорбертон [1]). Эксперименты по увеличению снежного покрова проводятся по трехлетней рандомизированной программе с применением наземных генераторов. В Советском Союзе также разрабатываются способы введения реагента как в естественные восходящие потоки (Войт и др. [1]), так и искусственно созданные струи (Вульфсон и др. [1]). Однако доставка реагента от земли к облаку с использованием восходящих токов далеко не всегда дает удовлетворительные результаты. Этот способ оправдан, по-видимому, в основном при воздействии на орографические облака. В этом случае есть определенная гарантия доставки реагента именно в объект воздействия.

Но и в этом случае точно не оценивается та доля вещества (от генерируемого наземным источником), которая действительно явилась реагентом при воздействии на облако. В зависимости от целого ряда факторов (скорости ветра, скорости восходящего потока, турбулентности и т. п.) реагент при одном и том же начальном расходе вещества может доходить до уровня своей пороговой активности в самых различных концентрациях. В связи с возможной потерей активности вещества на пути к облаку непроизводительные затраты реагента могут быть весьма существенными. Одновременно будет происходить ничем не оправданное загрязнение атмосферы.

В настоящей работе ставилась задача оценить, как изменяется результат воздействия на развивающееся конвективное облако в зависимости от уровня, на который вводится реагент.

Выбор начальных условий. Для решения задачи об образовании искусственных осадков на частицах льдообразующего реагента была использована модель облака, описанная в предыдущих работах авторов [2, 3]. В настоящем исследовании дифференциальные уравнения движения и роста капель решались методом Рунге—Кутты. Расчеты проводились на ЭВМ М-220.

Начальными условиями задачи являются параметры облака и параметры, характеризующие метод воздействия. Предполагалось, что параметры облака следующие: уровень нижней границы облака $H_{н.г}=1000$ м; температура на нижней границе облака 6°C ; температурный градиент равен влажноадиабатическому $\gamma=\gamma_{в.а}$; водность на высоте z являлась функцией температуры на нижней границе облака и градиента температуры $\gamma_{в.а}$; скорость восходящего потока в облаке и под ним предполагалась постоянной по высоте. Параметры, характеризующие метод воздействия,— условный реагент, из 1 г которого образуется 10^{11} активных частиц; начальные размеры частиц реагента $r_0=10^{-4}$ см; уровень пороговой активности реагента с температурой -6°C предполагается на высоте $H_{п.а}=2$ км над нижней границей облака. Рассматривались случаи введения реагента на трех уровнях: на 1, 2, 3 км ниже уровня его пороговой активности $H_{п.а}$. Это соответствовало введению реагента 1) внутрь облака на 1 км выше уровня его нижней границы ($\Delta z=1$ км), 2) на уровне нижней границы облака ($\Delta z=2$ км), 3) на уровне земной поверхности ($\Delta z=3$ км).

В отличие от ранее решавшихся авторами задач об установлении оптимальных норм расхода реагента при введении его внутрь облака [2—4], в настоящей работе рассматривалась еще и такая стадия в жизни реагента, на которой он не проявляет своих льдообразующих свойств, а только перемещается под действием турбулентной диффузии и восходящего потока, куда он был введен. Эта стадия длится вплоть до достижения реагентом уровня пороговой активности реагента с температурой -6°C . Восходящий поток и турбулентность внутри него ответственны за

диффузию реагента как вне, так и внутри облака. Для оценки перемещений реагента на этой стадии необходимо было ввести численную схему значения скорости восходящего потока и коэффициента турбулентной диффузии, наиболее типичные для условий существования таких облаков, как *Cu cong.* и *Cb.* Значения скоростей восходящих потоков u под облаком (в термиках) были выбраны на основании работ [11, 5—8]. Измерения Бибиашвили, Сулаквелидзе, Уорнера [9, 10, 12] дали материал по наиболее часто повторяющимся значениям u внутри кучевообразных облаков. Турбулентный перенос частиц реагента оценивался помощью решения уравнения турбулентной диффузии примеси, полученного Сеттоном для случая мгновенного точечного источника [13]. Для условий нормального температурного градиента обобщенный коэффициент турбулентности s принимался равным $0,6 (\text{см})^{1/3}$.

Распространение частиц реагента. Длительность процесса доставки реагента в облако к уровню пороговой активности реагента зависит в первую очередь от уровня его введения, а также от скорости восходящего потока, который его переносит. При скоростях от 1 до 10 м/с и удалении уровня введения реагента от уровня его пороговой активности на 1, 2 и 3 км время доставки колеблется от нескольких минут до одного часа. В этом временном интервале и был рассмотрен процесс диффузии реагента. Использование ЭВМ позволило варьировать начальные параметры в широких пределах.

Анализ результатов расчета (рис. 1) показывает, что распределение частиц реагента в пространстве сильно зависит от значения скорости восходящего потока при фиксированном интервале времени их распространения. С изменением u на один порядок (от 1 до 10 м/с) концентрация частиц на оси восходящего потока за 10 мин уменьшается на 3 порядка. Радиус зоны распространения реагента при этом увеличивается в 4 раза. При рассмотрении этого процесса во времени на примере двух скоростей восходящего потока: слабого—1 м/с и сильного—5 м/с было вы-

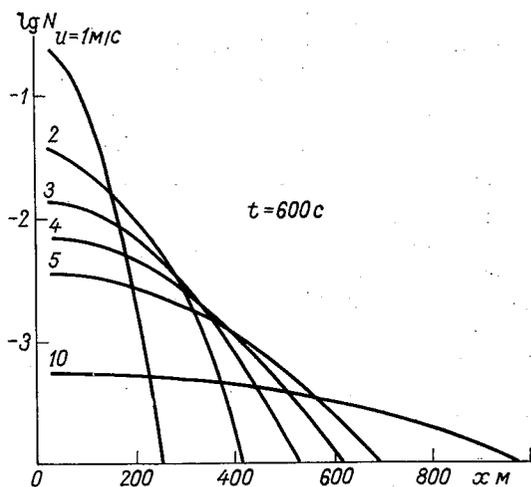


Рис. 1 Концентрация частиц реагента на различных расстояниях от источника в зависимости от скорости восходящего потока.

явлено, что при $u=5$ м/с в течение 10 мин за счет турбулентной диффузии достигается такое же распределение частиц реагента которое происходит при $u=1$ м/с за 50 мин. Это говорит о том что при больших скоростях интенсивность диффузии значительно возрастает.

Были оценены размеры зоны воздействия в зависимости от количества введенного в восходящий поток вещества. При этом за границу зоны была принята поверхность сферы радиуса l , на которой концентрация частиц реагента N становится равно 10^{-4} см $^{-3}$. Оказалось, что за один и тот же промежуток времени при скорости $u=1$ м/с изменение s от 0,2 до 0,6 (см) $^{1/8}$ приводит к изменению радиуса зоны почти в 2 раза. При увеличении расхода реагента на три порядка (от 10^{12} до 10^{15} частиц) радиус зоны увеличивается примерно в 1,5 раза.

Результаты расчетов изменения концентрации частиц реагента в пространстве и во времени в зоне воздействия были использованы для определения времени t , необходимого для достижения первыми частицами реагента уровня пороговой активности при различных уровнях его введения. Оно составляет:

Δz км	1	2	3
t мин при $u=1$ м/с	11,8	25,2	39,3
t мин при $u=5$ м/с	2,3	5,0	8,0

В результате выполненных ранее расчетов [10] было установлено время роста льдообразующих частиц в облаке при движении их с уровня 2 км (в настоящей работе — уровень пороговой активности реагента) до любого другого уровня. Показано, что время роста в облаке капель до размеров, при которых скорости их падения будет больше скорости восходящего потока, составляло $t=280$ с при $u=1$ м/с и $t=360$ с при $u=5$ м/с. Дальнейшим расширением зоны воздействия можно пренебречь и рас-

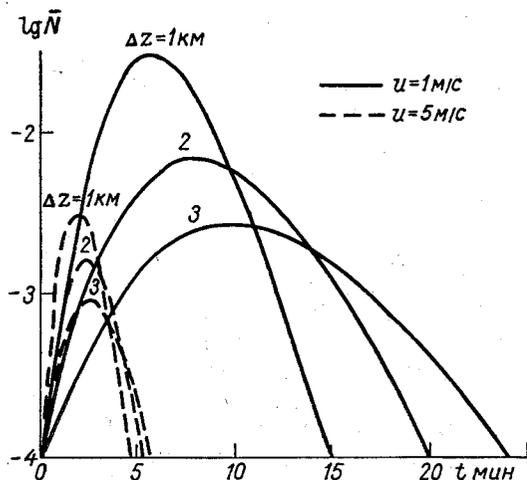


Рис. 2. Изменение осевой концентрации реагента во времени на уровне максимального подъема частиц при различных уровнях введения реагента и скоростях восходящего потока.

матривать только вертикальное перемещение падающих и увеличивающих свой объем в процессе падения капель.

На основе результатов расчета и этих предположений в настоящей работе были определены время достижения частицами уровня максимального их подъема и изменение концентрации частиц во времени на этом уровне. На рис. 2 представлена концентрация астиц на оси восходящего потока, средняя по слою толщиной 50 м (\bar{N}). Рассматривая последовательно изменение во времени концентрации расходящихся частиц, можно отметить, что чем выше введен реагент, тем больше его концентрация (так как меньше время диффузии) и тем меньше продолжительность прохождения зоны распространения реагента через данный уровень. Несмотря на то что время достижения этого уровня при скорости восходящего потока $u=5$ м/с значительно меньше, чем при $u=1$ м/с, осевые концентрации в первом случае оказываются на порядок меньше, чем во втором. Объясняется это значительно более интенсивной диффузией при $u=5$ м/с и распределением одного и того же количества вещества к этому времени в большем объеме.

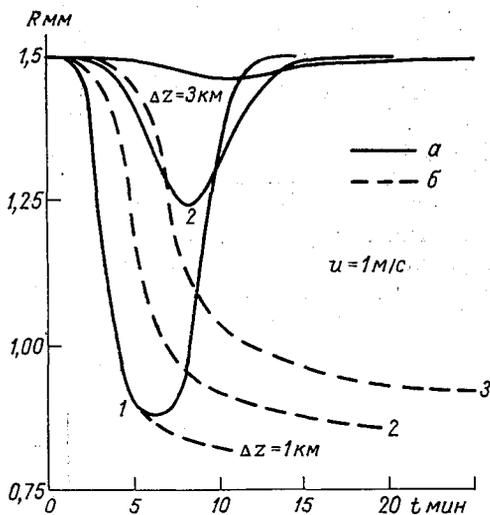


Рис. 3 Изменение радиуса частиц искусственных осадков в процессе выпадения их из облака при различных уровнях введения реагента.

a — постоянный подток влаги к облаку, *б* — подток влаги к облаку прекращается начиная с момента выпадения осадков.

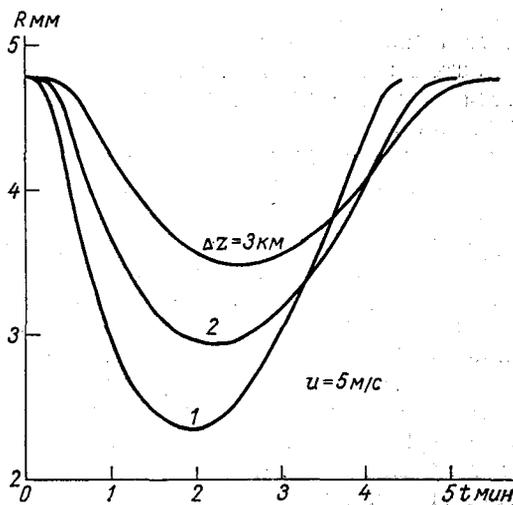


Рис. 4. Изменение радиуса частиц искусственных осадков в процессе выпадения их из облака с постоянным подтоком влаги к нему ($u=5$ м/с) при различных уровнях введения реагента.

Теоретическая оценка результатов воздействия. Расчет конденсационного и коагуляционного роста капель, ядром которых являются частицы льдообразующего реагента, проводился на ЭВМ. Схема расчета была описана в ряде работ. В настоящей работе для случая $u=1$ м/с были рассмотрены два варианта с учетом постоянного подтока влаги к облаку и с учетом прекращения подтока влаги к облаку (с момента появления первых частиц осадков). Размеры капель, выпадающих из облака, были рассчитаны с учетом возможного вымывания облака осадками. Результаты расчета представлены на рис. 3 и 4. В случае $u=1$ м/с размеры частиц осадков изменяются в пределах $R=0,8 \div 1,5$ мм, в случае $u=5$ м/с — в интервале $R=2 \div 4$ мм. Эффект

Таблица

	Δz км					
	1	2	3	1	2	3
	$u = 1$ м/с			$u = 5$ м/с		
Время появления первых частиц осадков после введения реагента, мин	24,8	38,2	52,3	17,5	20,2	23,2
Продолжительность осадков, мин . . .	14,8	20,2	23,8	4,5	5,0	5,5

разбрызгивания крупных капель в расчете не учитывался. В процессе выпадения осадков размер их частиц сначала уменьшается, затем возрастает (постоянный подток влаги). Такой ход процесса связан с характером изменения концентрации частиц реагента во времени (рис. 2), чем больше концентрация частиц, тем меньше средний радиус частиц осадков. При введении реагента на более низкие уровни ($\Delta z=3$ км) размеры частиц меньше изменяются во времени, а частицы осадков оказываются крупнее.

В отсутствие подтока влаги (рис. 3) размеры частиц осадков постепенно уменьшаются до размеров мороси (0,2—0,3 мм). Связано это с постепенным вымыванием облака, т. е. с уменьшением запасов капельно-жидкой влаги при последовательном прохождении растущих в облаке искусственных частиц.

Благодаря тому, что процесс роста и перемещения капель рассматривался во времени последовательно и определялся момент появления у нижней границы облака каждой группы частиц, выросших до размеров осадков, оказалось возможным вычислить время появления первых частиц осадков с момента введения реагента и продолжительность осадков. Соответствующие данные приведены в табл. 1.

Как показывают данные, приведенные в таблице, при введении реагента на 1 км ниже основания облака ($\Delta z=3$ км) или

на уровне нижней границы ($\Delta z = 2$ км) время появления первых частиц осадков значительно больше (40—50 мин), чем при введении реагента внутрь облака (25 мин). Но эта разница наблюдается при малых скоростях восходящего потока ($u = 1$ м/с). При $u = 5$ м/с искусственные осадки появляются в среднем через 20 мин после введения реагента независимо от уровня его введения.

На продолжительность выпадения искусственных осадков уровень введения оказывает аналогичное влияние, большее при $u = 1$ м/с и меньшее при $u = 5$ м/с. Наибольшей продолжительности (24 мин) искусственный импульс осадков достигает при $\Delta z = 3$ км. При $u = 5$ м/с его продолжительность в среднем составляет 5 мин на всех рассмотренных уровнях введения реагента.

Одной из характеристик результата воздействия является размер зоны осадков. В настоящей работе полуширина зоны осадков L определялась как радиус сечения сферы, в которой распространялись частицы реагента, с горизонтальной поверхностью на уровне максимального подъема частиц. Перемещение облака не учитывалось.

Результаты расчета изменения радиуса зоны осадков во времени приведены на рис. 5. Первоначальное расширение зоны осадков со временем, так же как и последующее ее уменьшение, при $u = 5$ м/с происходит значительно быстрее, чем при $u = 1$ м/с. Это связано с более интенсивным процессом диффузии в первом случае. Большие размеры зон осадков, которые достигаются введением реагента на более низкие уровни ($\Delta z = 3$ км), связаны с большей длительностью процесса перемещения реагента в облаке.

Результаты расчетов размеров капель, которых они достигают при выпадении из облака (рис. 3), и концентрации капель, соответствующей концентрации частиц реагента на уровне их максимального подъема (рис. 2) позволяют оценить количество осадков за определенный интервал времени (в расчете временной интервал для $u = 1$ м/с составлял 50 с, для $u = 5$ м/с равнял-

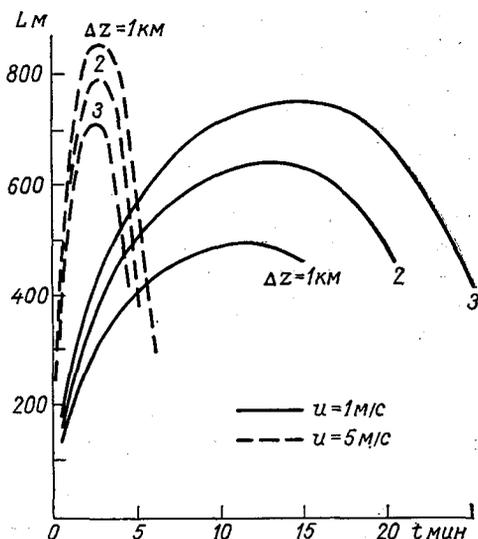


Рис. 5. Изменение во времени радиуса зоны выпадения искусственных осадков при различных уровнях введения реагента и скоростях восходящего потока.

ся 10 с). При таком выборе временного интервала концентрация частиц рассматривалась в обоих случаях в слое 50 м. Имея рассчитанные значения количеств осадков, относящихся к определенному интервалу времени, можно было оценить интенсивность искусственных осадков. Оказалось, что максимум интенсивности осадков из облака при $u=1$ м/с почти в 2 раза меньше в случае, когда реагент вводится на уровне земной поверхности ($\Delta z=3$ км) по сравнению со случаем $\Delta z=1$ км. Происходит это потому, что из-за более длительного времени подъема частиц реагента и их диффузии в пространстве концентрация частиц в этом случае уменьшается почти на порядок. Размеры же частиц осадков различаются значительно меньше. Суммарный эффект от этих двух факторов приводит к меньшим значениям интенсивности при низком уровне введения реагента. При скорости $u=5$ м/с интенсивность искусственных осадков практически не зависит от уровня введения реагента.

Рассчитанные абсолютные значения интенсивности искусственных осадков получились несколько завышенными по сравнению с интенсивностями, наблюдаемыми в опытах. Объясняется это тем, что в расчетную величину интенсивности радиус частиц осадков входит в третьей степени. И если расчетный радиус частиц искусственных осадков лишь незначительно превышает радиус капель реальных осадков, то интенсивности их могут отличаться в несколько раз. Что же касается такого расхождения, то оно объясняется, по-видимому, тем, что в расчетах были приняты некоторые допущения, которые привели к завышению конечных размеров частиц, а именно адиабатическая водность облака, постоянство скорости восходящего потока (как по высоте, так и во времени). Кроме того, предположение о прекращении с определенного момента процесса диффузии приводит к некоторому завышению концентрации. В случае прекращения подтока влаги к облаку интенсивность осадков оказывается существенно меньшей и более близкой к реальным значениям.

Выводы

В работе произведен численный эксперимент, в котором моделировалось введение льдообразующего реагента в восходящий поток, питающий развивающееся кучевое облако. Рассмотрены случаи введения реагента на различные уровни: 1) уровень земной поверхности, 2) уровень нижней границы облака, 3) на 1 км выше уровня нижней границы. На основании результатов расчета можно сделать следующие выводы.

1. Уровень введения реагента оказывает наибольшее влияние на результаты воздействия при небольших скоростях восходящего потока, питающего облако ($u=1$ м/с). При больших скоростях развития ($u=5$ м/с) результаты воздействия для всех рас-

смотренных уровней введения реагента получились практически одинаковыми.

2. При скорости восходящего потока 1 м/с с понижением уровня введения реагента (в рассмотренных пределах) результаты воздействия изменяются следующим образом:

а) время появления первых частиц искусственных осадков (после момента введения реагента в восходящий поток) увеличивается от 25 до 52 мин;

б) продолжительность искусственного импульса осадков увеличивается от 15 до 24 мин;

в) ширина зоны осадков увеличивается от 1 до 1,5 км;

г) средние размеры частиц осадков увеличиваются и меньше изменяются в процессе их выпадения (см. рис. 3);

д) максимальные и средние значения количества осадков в зоне осадков уменьшаются примерно в 2 раза.

3. При введении реагента на уровне земной поверхности и малых скоростях восходящего потока время доставки реагента на уровень пороговой активности довольно большое (при $\Delta z = 3$ км $t = 40$ мин). В этих условиях появляется опасность потери активности реагента, в связи с чем возникает необходимость увеличения расхода реагента для получения того же самого эффекта при воздействии. В то же время будет происходить загрязнение атмосферы, не оправданное результатами воздействия.

В связи с полученными результатами следует отметить, что использование таких средств, как наземные генераторы реагента, далеко не всегда является целесообразным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тезисы докладов Международной конференции по активным воздействиям на метеорологические процессы. М., ВМО/МАМФА, Гидрометслужба, СССР, 1973, с. 1—118.
2. 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.
3. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Нормы расходов льдообразующих реагентов при искусственном вызывании осадков из конвективных облаков.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 43—53.
4. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. О роли водности облака в образовании искусственных осадков.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 31—42.
5. Шметер С. М. Физика конвективных облаков. Л., Гидрометеоздат, 1972, 231 с.
6. Чернов Ю. В. Исследование восходящих потоков с помощью планеров.—«Тр. ЦАО», 1965, вып. 63, с. 70—76.
7. Воронцов П. А. Исследование термиков с помощью планеров.—«Тр. ГГО», 1966, вып. 189, с. 38—53.
8. Будилова Е. П. и др. Исследование термиков с помощью планеров и легкого самолета.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 224, с. 71—77.

9. Бибилашвили Н. Ш. Некоторые вопросы структуры конвективных потоков в кучевых и мощных кучевых облаках.— В кн.: Тр. Эльбрусской высокогорной экспедиции, т. 2(5). М. Изд. АН СССР, 1961, с. 187—194.
10. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. Л., Гидрометеиздат 1967, с. 412.
11. Woodward B. The motion in and around isolated thermals. „Quart. Journ. of the Roy. Meteor. Soc.“, 1959, vol. 85, N 364, p. 144—151.
12. Warner I. The microstructure of cumulus clouds. Pt. 3. The nature of the updraft.— „J. Atm. Sci.“, 1970, vol. 27, N 4.
13. Sutton O. G. Micrometeorology. New York, 1953, 333 p.

В. Т. Леншин, Е. П. Будилова

ОБ ОЦЕНКЕ ИНТЕНСИВНОСТИ АТМОСФЕРНОЙ КОНВЕКЦИИ В ДИАГНОЗЕ И ПРОГНОЗЕ УСЛОВИЙ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Введение. Изучение атмосферной конвекции, приводящей к образованию облаков типа $Cu\ congest.$ и Cb представляет значительный научный и практический интерес. Конвективный слой при наличии в нем облаков мощной конвекции может охватывать всю толщу тропосферы, способствуя интенсивному перемешиванию воздуха, перераспределению энергии и количества движения в размерах, существенных для общей циркуляции атмосферы. Возникающие при этом конвективные потоки переносят в верхние слои огромное количество водяного пара, который, конденсируясь, поддерживает процессы облако- и осадкообразования. Именно с этими процессами преимущественно конвективной природы связаны катастрофические ливни, грозы, град и шквалы.

Интерес к атмосферной конвекции, приводящей к формированию облаков вертикального развития, значительно усилился за последние два десятилетия, что обусловлено необходимостью параметризации атмосферных процессов, а также все более широким развертыванием исследований по проблеме активных воздействий на метеорологические явления, связанные с конвекцией. Эти исследования, преследующие многие весьма различные цели, в свою очередь должны сопровождаться углубленным изучением атмосферной конвекции. Так, стремление к достижению максимального эффекта искусственного осадкообразования при воздействии на облака конвективной природы, с одной стороны; и необходимость разработки физико-статистических способов оценки действительного увеличения осадков, с другой, предопределили привлечение для анализа дополнительной информации в первую очередь о признаках естественного перехода мощных кучевых облаков в кучево-дождевые и о параметрах конвективной облачности, пригодной для воздействий [1, 2, 4].

Установлено, что в континентальных районах Советского Союза при критических значениях эффективных скоростей восходящих потоков в облаках, достигающих 6—8 м/с, четко проявляется переход мощных кучевых облаков в кучево-дождевые [1, 6, 7]. В этих условиях в облаках мощной конвекции происходит качественная перестройка внутренней структуры, в результате которой разобщенные ранее восходящие (и нисходящие) потоки упорядочиваются, сливаясь в более выраженные струи, и облако начинает «работать» в качестве своеобразного генератора облачной влаги [8]. В связи с вмешательством человека в естественный процесс облако- и ливнеобразования (например, при стимулировании или перераспределении осадков) возникает необходимость рассмотреть вопрос о более выгодном режиме работы этого «генератора» влаги. Одним из возможных путей получения экспериментальных данных, по нашему мнению, является радиолокационный диагноз полей конвективной облачности в целом и радиолокационное исследование динамики отдельных облаков мощной конвекции в особенности. Результаты такого исследования могут быть затем сопоставлены со значениями скоростей восходящих потоков, вычисленных в адиабатическом приближении для наиболее развитых облаков [9], с показателями интенсивности внутриоблачной конвекции и т. д.

Очевидно, что в качестве одного из необходимых условий реализации такого подхода следует считать разработку объективного метода анализа и оценки интенсивности атмосферной конвекции, являющейся наиболее общей ее характеристикой. При этом наряду с традиционным учетом исходного распределения температуры и влажности по высотам, совершенно необходимым в оценке значений влажнонеустойчивости воздушных масс, следует учитывать синоптический эффект, проявляющийся в том, что все виды тропосферных фронтов (за исключением теплых) способствуют процессу развития облаков неупорядоченной конвекции и переходу мощных кучевых облаков в кучево-дождевые.

Схема диагноза условий перехода мощных кучевых облаков по району в кучево-дождевые. Выделение ареалов «ливневого положения». Кучевые и кучево-дождевые облака являются результатом развития неупорядоченной мезомасштабной (свободной или вынужденной) конвекции. В природных условиях такая конвекция вызывается, как правило, термическими и динамическими факторами одновременно. Если учесть, что отдельные виды облаков вертикального развития неупорядоченной конвекции фактически не представляют собой самостоятельных облачных форм, то физически правильнее считать их различными стадиями (или ступенями) процесса развития мезомасштабной атмосферной конвекции. В связи с этим кучево-дождевые облака, являясь результатом дальнейшего развития кучевых облаков, последовательно проходят следующие стадии (ступени): $Cu \rightarrow Cu \text{ med.} \rightarrow Cu \text{ cong.} \rightarrow Cb$. При таком положении в районах с кучево-

дождевой облачностью (в ареалах «ливневого положения») приходится обычно рассматривать весь диапазон процесса развития конвективных облаков, от кучевых до кучево-дождевых включительно. Естественно предположить при этом, что интенсивность атмосферной конвекции возрастает от дней с плоскими кучевыми облаками, к дням, когда атмосферная конвекция завершается развитием мощной кучевой и тем более кучево-дождевой облачности. Диапазон последовательных стадий процесса развития облаков неупорядоченной конвекции можно принять в качестве некоторой относительной шкалы интенсивности атмосферной конвекции.

Принимая значение интенсивности внутриаоблачной конвекции, соответствующее переходу мощного кучевого облака в кучево-дождевое ($Cu\text{ cong.} \rightarrow Cb$), за единицу, устанавливаем некоторый показатель интенсивности мезомасштабной атмосферной конвекции (обозначим его через F), представляющий собой отношение фактической напряженности атмосферной конвекции (принципиально рассчитываемое по данным радиозондирования) к критическому значению напряженности (интенсивности), при котором осуществляется переход мощных кучевых облаков по району в кучево-дождевые. Показатель интенсивности атмосферной конвекции, следовательно, характеризует максимальный энергетический уровень, который может быть достигнут (по данным исходного физического состояния тропосферы) в процессе развития конвекции по территории в радиусе репрезентативности данных радиозондирования. Числовые значения его составляют доли единицы при слабой конвекции и несколько единиц в условиях ярко выраженной конвекции. Это означает, что в отдельные дни максимальная напряженность конвекции может в несколько раз превосходить критическое значение напряженности, при котором осуществляется переход отдельных мощных кучевых облаков по району в кучево-дождевые.

Очевидно, что $F=1,0$ является границей ареалов ливневого положения, легко устанавливаемой при анализе картированных по территории данных расчета показателя интенсивности атмосферной конвекции за каждый рассматриваемый день. Это означает также, что рассматриваемая ниже методика выделения ареалов ливневого положения базируется на учете факта перехода лишь тех облаков в дождящие, условия развития которых оказываются по тем или иным причинам наиболее благоприятными и обеспечивают формирование в облаках скоростей восходящих движений, превосходящих критические. Действительно, переход мощных кучевых облаков в кучево-дождевые в ареалах ливневого положения происходит не у всех $Cu\text{ cong.}$, а лишь у некоторой более или менее значительной их части, т. е. дискретно, и наблюдается преимущественно в период максимального развития конвекции. Многие аспекты такого перехода, например значения температурного порога начальной кристаллизации вершин конвективных облаков, число $Cu\text{ cong.} \rightarrow Cb$, приходящееся на заданную площадь (в целом за дневной период), а также возможность заблаго-

временного установления конкретных кучевых облаков (из всего поля конвективных облаков), которые достигнут в процессе своего развития стадии кучево-дождевых, остаются до настоящего времени еще далеко не выясненными.

Заметим, что в рассматриваемой схеме расчета показателя интенсивности внутриоблачной конвекции не учитывается влияния скрытой теплоты замерзания облачных капель и сублимации водяного пара на скорость восходящего потока в конвективных облаках, так как установлено, что при типичных атмосферных условиях этой дополнительной энергией неустойчивости можно пренебречь [10].

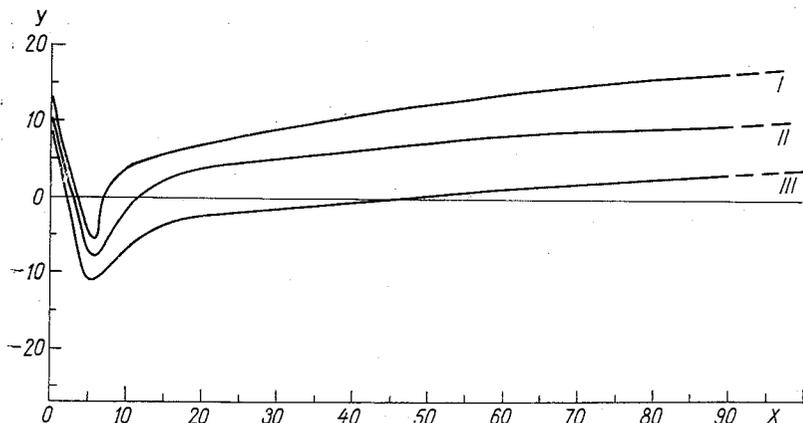


Рис. 1. Критические значения начала перехода мощных кучевых облаков в кучево-дождевые для трех групп синоптических положений, ожидаемых по территории в радиусе до 150 км от пункта радиозондирования, на период максимального развития конвекции.

Отношение фактической напряженности атмосферной конвекции к критическому значению напряженности, при котором осуществляется переход мощных кучевых облаков по району в кучево-дождевые, принималось ранее [1, 2] и принимается в настоящем исследовании в качестве объективного показателя интенсивности мезомасштабной атмосферной конвекции. Хотя схемы расчета показателей интенсивности атмосферной конвекции ε [1, 2] и F значительно отличаются одна от другой, между расчетными значениями ε и $F' = \sqrt{F}$ обнаруживается весьма отчетливая корреляционная связь при коэффициенте корреляции около 0,90. При этом расчетная схема F (и F') оказывается значительно проще схемы расчета ε и не предполагает учета переноса воздушных масс в слое 850—500 мбар.

В разработанной нами схеме расчета показателя F (а следовательно, F'), характеризующего облакообразующий слой, в ка-

естве факторов, необходимых и достаточных для количественного определения F (и F'), принимаются:

- 1) неустойчивость слоев тропосферы, расположенных выше конвективного уровня конденсации;
- 2) увлажнение атмосферных слоев, рассчитываемое по суммарным значениям дефицита точки росы ($\Sigma\Delta T_d$) и дефицита удельной влажности ($\Sigma\Delta q$) на трех уровнях: 850, 700 и 500 мбар;
- 3) синоптическое положение, ожидаемое на день по территории в радиусе до 150 км от пункта радиозондирования.

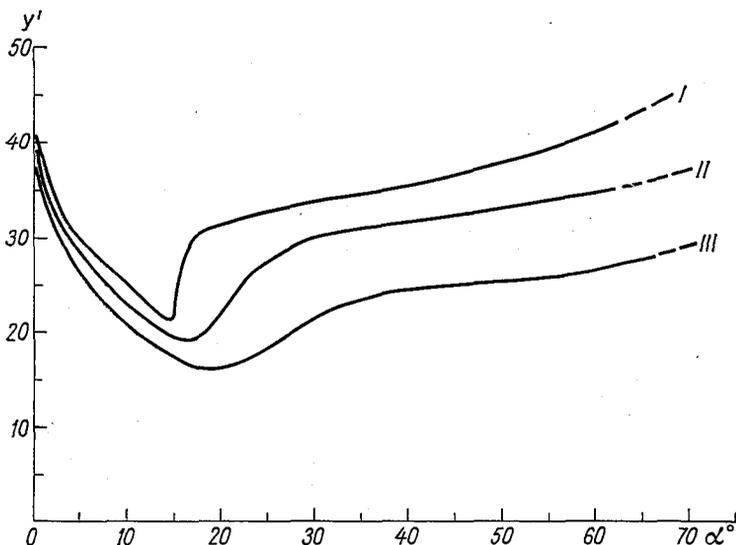


Рис. 2. Основной прогностический график для расчета значений показателя интенсивности внутриаблочной конвекции.

Эти факторы, учитываемые в параметрической форме, были положены в основу построения промежуточного графика (рис. 1) с осями $X = \Sigma\Delta T_d/v$ и $Y = 2\Sigma q - \Sigma Q$, где $\Sigma\Delta T_d$ — суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мбар $^{\circ}\text{C}$, v — средняя для облака (наиболее развитого по вертикали) скорость восходящих движений (м/с); Σq — суммарное значение фактической удельной влажности над пунктом радиозондирования на уровнях 850, 700 и 500 мбар (г/кг), ΣQ — суммарное значение удельной влажности при насыщении на тех же уровнях (г/кг).

При этом точки наносились на промежуточный график в виде кружков, квадратов и треугольников (в соответствии с первой, второй и третьей группами синоптических положений) и закрашивались, если по территории в радиусе до 150 км от пункта радиозондирования отмечались (в период с 10 до 22 ч местного среднего солнечного времени) кучевые или дождевые облака, конвективные

ливни, град или грозы (по данным карт погоды и ТМ-1). В результате анализа такого графика оказалось возможным провести три демаркационные линии, отделяющие области с незакрашенными и закрашенными знаками, т. е. области без осадков областей, в которых отмечались кучево-дождевые облака и ливни при внутримассовых погодных условиях, включая теплые фронты (кривая I), на вторичных и приземных фронтах, включая области выраженного падения давления в малоградиентных барических полях (кривая II) и на основных тропосферных (исключая теплые) фронтах (кривая III). Этот график с некоторыми изменениями, которые авторы сочли необходимым ввести в целях большего удобства, был положен в основу построения основного прогностического графика (рис. 2). По оси ординат на этом графике отложены значения $Y' = Y + 27$. Постоянный член здесь установлен из условия, чтобы значение Y' не оказывалось отрицательным в результате расчетов Y , выполненных по данным 1200 радиозондов, полученным для Европейской территории Союза, Восточной Сибири и Дальнего Востока, не отмечено ни одного случая, когда бы значение параметра Y превосходило -27 г/кг. По оси абсцисс отложены значения $\alpha = \arctg(X/Y')$. Значения α могли меняться от 0 до 90°. Условия естественного ливнеобразования рассматривались, таким образом, в гидро-термодинамическом поле с учетом ожидаемой на день синоптической ситуации.

По вычисленному значению α определяется (на соответствующий синоптическому положению демаркационной линии основного прогностического графика (рис. 2), маркированной индексами I, II или III), значение $Y_{кр}$ по перестроенной шкале ординат. Отношение Y' к $Y_{кр}$, обозначаемое через F , выступает здесь в качестве гидро-термодинамического показателя интенсивности атмосферной конвекции

$$F = \frac{Y'}{Y_{кр}}. \quad (1)$$

Практически, однако, целесообразнее принять в качестве такого показателя значение $F' = \sqrt{F}$.

Расчет показателя интенсивности неупорядоченной мезомасштабной атмосферной конвекции, позволяющий выделить ареалы ливневого положения, представляется крайне важным в диагнозе и прогнозе общих условий погоды, а также при постановке полевых опытов воздействий на конвективные облака и анализе их результатов, в особенности с точки зрения повышения однородности формируемых статистических рядов [5]. Этот показатель является, по существу, комплексным гидро-термодинамическим параметром, определяющим количественную сторону процесса естественного облако-и ливнеобразования. Поэтому он может быть использован непосредственно в схемах альтернативных краткосрочных прогнозов ливневых осадков, включая град [3], а также в сравнительном анализе условий развития внутриаблочной кон-

екции во всем диапазоне возможных синоптических положений.

Порядок составления прогноза и некоторые замечания. Прогноз показателя F для некоторой территории на день составляется по данным утреннего аэрологического зондирования атмосферы, ближайшего к сроку 3 ч местного среднего солнечного времени. Данные расчетов по ряду соседних пунктов радиозондирования, расположенных на заданной территории, картируются; при этом проводятся изолинии значений F обычно через каждую четверть единицы.

После получения данных радиозондирования и их раскодирования производится наноска их на бланк аэрологической диаграммы построение кривых стратификации температуры и влажности. Затем осуществляются следующие весьма простые операции.

1. По уровню свободной конвекции и конвективному уровню конденсации (принимая за высоту оснований облаков) оценивается (на основе радиозондирования) вертикальная мощность (толщины) облаков.

Для этого:

а. По формуле

$$H_{\text{нг}} = \frac{1}{\bar{\gamma}} \left[\frac{0,588}{T_{\text{макс}}} (T_{\text{макс}}^2 - T_{\text{тр}}^2) - (T_d - T_{\text{тр}}) \right]$$

вычисляется высота конвективного уровня конденсации в метрах, по значениям температуры в градусах абсолютной шкалы на тропopause $T_{\text{тр}}$ (в аэротелеграммах это группа восьмерок) и температуры приземной точки росы T_d за исходный срок, а также по проститической максимальной температуре воздуха $T_{\text{макс}}$ на день по территории в радиусе до 150 км от пункта радиозондирования.

В формуле $\bar{\gamma}$ — средний подоблачный вертикальный градиент температуры на период максимального развития конвекции; в этих условиях $\bar{\gamma} = \gamma_a \approx 1,0^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

Высота конвективного уровня конденсации, вычисленная таким образом, принимается за высоту оснований облаков конвективной природы (над уровнем моря) и за начало расчета термодинамических параметров конвекции в адиабатическом приближении (по методу частицы или методу слоя) непосредственно на аэрологической диаграмме.

Поскольку результаты расчетов для наиболее развитых по вертикали облаков мощной конвекции, выполненных по методу частицы и методу слоя, практически совпадают, при осуществлении предыдущей операции можно пользоваться методом частицы, принципе более простым и распространенным среди синоптиков.

б. От уровня основания конвективных облаков на эмаграмме (от точки на кривой стратификации температуры) проводится лажная адиабата, точка пересечения которой с кривой стратификации температуры в более высоких слоях (при наличии исходной влажнонеустойчивости) определяет расчетное значение

высоты верхней границы конвективных облаков ($H_{\text{вг}}$). Искомая вертикальная мощность облаков максимально возможного (при данной стратификации) развития $\Delta H = H_{\text{вг}} - H_{\text{нг}}$.

2. По эмпирической формуле

$$v = \frac{\Delta T}{\Delta \bar{\gamma}^*} : 12 = \frac{\Delta H}{1200} + 0,12 \Delta t_{d_{900}}$$

вычисляется средняя скорость восходящих движений в конвективных облаках максимального развития (в м/с, если ΔH выражено в метрах). В формуле $\Delta t_{d_{900}}$ — дефицит точки росы на уровне 900 мбар: ΔT — перегрев, $\Delta \bar{\gamma}^* = \gamma_a - \bar{\gamma}^*$; γ_a — сухоадиабатический вертикальный градиент температуры, $\bar{\gamma}^*$ — средний вертикальный градиент температуры в конвективном слое.

3. Определяется значение $X = \Sigma \Delta T_d / v$, где $\Sigma \Delta T_d$ — суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мбар.

4. С помощью аэрологической диаграммы вычисляется значение ординаты $Y' = Y + 27$, где $Y = 2\Sigma q - \Sigma Q$; Σq и ΣQ — суммарные значения удельной влажности (на уровнях 850, 700 и 500 мбар фактической и при насыщении (г/кг) соответственно.

5. Вычисляется значение абсциссы α (в градусах угла) по отношению $\alpha = \arctg(X/Y')$.

6. По вычисленному значению α , используя основной прогностический график (рис. 2), определяется (на соответствующей синоптическому положению кривой) значение $Y_{\text{кр}}$.

7. Вычисляется гигро-термодинамический показатель интенсивности внутриоблачной конвекции $F' = \sqrt{F}$, где $F = Y'/Y_{\text{кр}}$.

Заметим, что приемлемая точность расчета показателя F' обеспечивается лишь для определенных сочетаний значений v и $\Sigma \Delta T_d$ если при этом дефициты точки росы на трех уровнях составляют десятки градусов, то минимальное значение v должно составлять несколько десятых м/с, а в условиях, когда расчетное значение $\Delta H = 0$, — не менее 0,5 м/с.

Рассматривая основной прогностический график (рис. 2), трудно установить, что в области, расположенной выше кривой следует ожидать выпадения ливневых осадков независимо от синоптического положения, а в области, расположенной ниже кривой III, конвективные ливни не ожидаются (в период с 10 до 22 ч местного времени) во всех синоптических положениях, включая основные тропосферные фронты. В зоне между кривыми I и II следует ожидать ливневые осадки на основных (за исключением теплых и вторичных (приземных) фронтах, а также в малоградиентных барических полях при выраженном падении давления; в зоне, находящейся между кривыми II и III, осадки только на основных (за исключением теплых) тропосферных фронтах. Это обстоятельство может быть использовано при составлении альтернативных прогнозов ливней, т. е. по упрощенной схеме расчета, когда значение показателя интенсивности конвекции не устанавливается.

Результаты авторской проверки предложенного метода оценки интенсивности атмосферной конвекции в диагнозе и прогнозе условий ливнеобразования, выполненные на материалах радиозондирования над Дальним Востоком, Восточной Сибирью и Молдавией за лето 1974 г., показали его высокую оправдываемость, в среднем около 95% (для альтернативной формы прогнозов). При этом оправдываемость прогнозов, составляемых для слабоосвещенных метеорологических наблюдениями районов и для о. Салина, оказалась на 6% ниже, чем в среднем для материковых ганций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Будилова Е. П., Леншин В. Т. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя.—«Тр. ГГО», 1967, вып. 202 с. 66—72.
- Будилова Е. П., Леншин В. Т. О краткосрочном прогнозе ареалов «ливневого положения» по данным вертикального зондирования атмосферы.—«Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 62—79.
- Глинская Л. А., Леншин В. Т. Об уточнении краткосрочного прогноза градо-шкваловых явлений.—«Тр. ДВНИГМИ», 1975, вып. 51, с. 69—73.
- Громова Т. Н., Леншин В. Т. О переходе мощных кучевых облаков в дождящие и о достижении наивыгоднейших условий осадкообразования при воздействии иодистым серебром.—«Тр. ГГО», вып. 278, 1972, с. 91—100.
- Давыдкин В. Н., Леншин В. Т. К оценке полевых опытов воздействий на мощные кучевые облака по вызыванию искусственных осадков. Тезисы докладов Международной конференции по активным воздействиям на метеорологические процессы. М., ВМО/МАМФА, Гидрометслужба СССР, 1973, с. 106—107.
- Жупахин К. С., Леншин В. Т. О корреляционной связи статистических эхо-сигналов от кучево-дождевых облаков со скоростями восходящих потоков в них.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 224, с. 87—90.
- Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. Л., Гидрометеониздат, 1967. 412 с.
- Федоров Е. К. Активные воздействия на метеорологические процессы.— В кн.: Метеорология и гидрология за 50 лет Советской власти. Л., Гидрометеониздат, 1967, с. 5—21.
- Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Л., Гидрометеониздат, 1964. 401 с.
0. Шишкин Н. С. К вопросу об учете влияния фазовых превращений воды на скорость вертикального развития конвективного облака.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 278, с. 29—38.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАРЯЖЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ТУМАНА В ПОЛЕ КОРОННОГО РАЗРЯДА МЕЖДУ ЗАМЕРЗШИМИ КАПЛЯМИ

1. **Введение.** Авторами настоящей статьи ранее было исследовано заряджение капельного тумана адсорбционным механизмом в поле коронного разряда между замерзшими или незамерзшими крупными каплями [2]. Было показано, что при продолжительном поддержании короны суммарный заряд капель тумана за время менее минуты может достигать в среднем $5 \cdot 10^4$ е/см³ (е — элементарный заряд) или 7 Кл/км³. Было высказано предположение, что данный механизм заряджения играет существенное значение для развития грозовых явлений в облаках, где возникают коронные разряды между сближающимися при падении заряженными частицами осадков (дождь, крупа, град). В настоящей работе излагаются результаты исследования заряджения мелких ледяных кристаллов в области коронного разряда между крупными замерзшими каплями.

2. **Порядок проведения опытов.** Для исследования заряджения кристаллического тумана использовалась камера, аналогичная описанной в статье [2]. Коронный разряд в ней создавался между двумя замерзшими каплями при подаче к одной из них потенциала от 3 до 5 кВ. В качестве источника напряжения использовался выпрямитель ВС-22, обеспечивающий высокую стабильность напряжения. Другая капля заземлялась. До начала каждого опыта в камеру, охлажденную до температуры $-10, -20^\circ\text{C}$, вводился аэрозоль AgI методом возгонки на электроспирали. Затем в камеру подавался пар из кипятыльника и образовывался капельный туман, который за непродолжительное время (около 10 с) кристаллизовался под влиянием AgI.

После кристаллизации тумана производилось сближение замерзших крупных капель (диаметр 0,7—1,1 мм) с помощью микроманипуляторов. Коронный разряд возникал при расстоянии между частицами 0,03—0,06 мм. Индуктирование зарядов в зазем-

енной капле вызывало сначала колебательные движения нити заряженной каплей, создавая пульсирующую корону при сближениях. Через несколько секунд пульсации затухали и коронный разряд поддерживался между неподвижными каплями при расстоянии между ними до 1,0—1,5 мм. Наличие короны легко обнаруживалось визуально с помощью горизонтального микроскопа «Мир-1». Нарастание льда на замерзших каплях в виде острий, как указывали наблюдения, усиливало эффект коронирования.

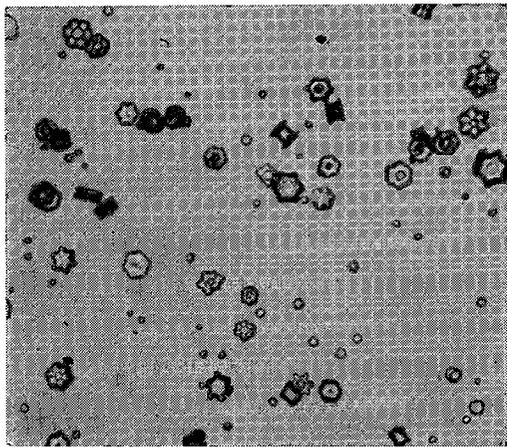


Рис. 1. Форма кристаллов, образующихся в опытах.

Частицы кристаллического тумана засасывались в массивную металлическую кювету прибора Уэльса — Герке для измерения их заряда и массы. В кювете частицы падали в горизонтальном переменном электрическом поле конденсатора [2].

Изменения поля конденсатора подбираются таким образом, чтобы можно было определить знак заряда частиц. Фотографирование следов капель производилось по истечении 3 с. В результате нагревания кюветы осветительной лампой кристаллы в ней за это время таяли, что позволило использовать для расчетов обычные формулы для капель. Эквивалентные радиусы отдельных капель в разных опытах составляли от 2,0 до 8,7 мкм.

Для определения формы и размеров ледяных кристаллов в ряде опытов производилось их улавливание в предварительно охлажденный термостат конструкции Т. А. Першиной [1], с последующим микрофотографированием. Кристаллы имели форму пластинок, слабо развитых звездочек и «запонок» (рис. 1). Максимум распределения кристаллов по размерам приходился в разных опытах на интервал размеров 10—30 мкм, а наибольшие раз-

меры кристаллов (измерялась полусумма размеров в двух взаимноперпендикулярных направлениях) составляли 60—70 мкм.

3. Результаты опытов. Проведение опытов при отсутствии короны показало, что примерно за 1 мин после образования кристаллического тумана заряжается весьма небольшое количество кристаллов, не превышающее 0,1%.

При наличии короны имеет место быстрый рост заряда кристаллов. Измерения производились через каждые 10 с. При потенциале $V=5$ кВ на игле с замерзшей каплей доля заряженных кристаллов достигала 98—100% через 60—70 с после начала ко-

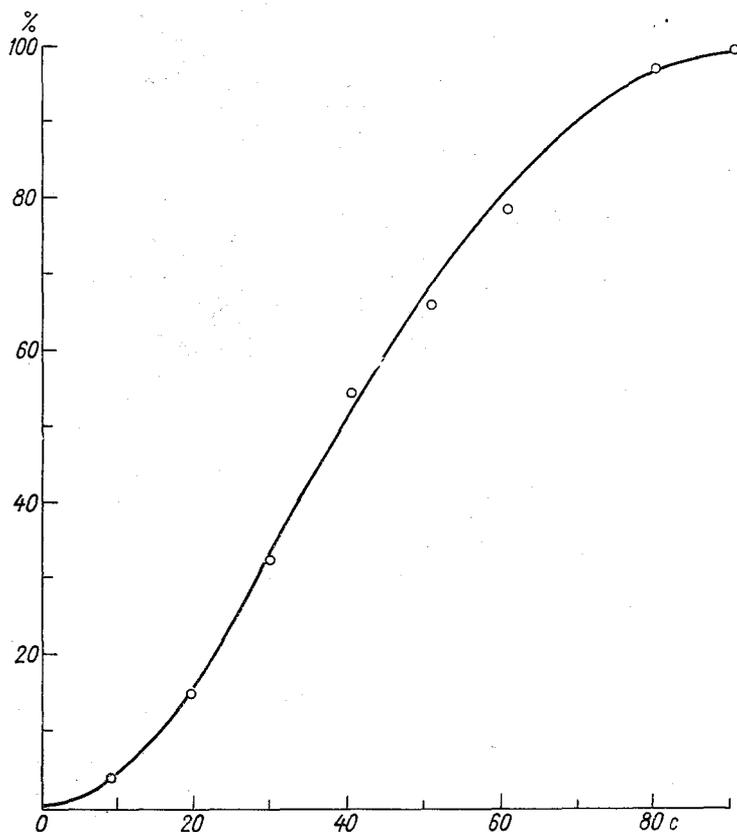


Рис. 2. Изменение доли заряженных кристаллов во времени при $V=5$ кВ.

ронных разрядов (рис. 2). При потенциале 3 кВ полное заряджение кристаллов благодаря действию короны достигалось через 90—100 с.

В трех группах опытов при $V=3, 4, 5$ кВ выполнены измерения эквивалентных радиусов и зарядов 3970 отрицательно заряжен-

ых кристаллов и 34 положительно заряженных кристаллов (меее 1% заряженных частиц). Число незаряженных кристаллов соавило в этих опытах 8548. Отдельные серии измерений имели родолжительность от 20 до 180 с.

Сводная таблица данных измерений

t с	V = 3 кВ				V = 4 кВ				V = 5 кВ			
	n_-	n_+	n^0	$-Q \cdot 10^{-4}$ е/см ³	n_-	n_+	n^0	$-Q \cdot 10^{-4}$ е/см ³	n_-	n_+	n^0	$-Q \cdot 10^{-4}$ е/см ³
10	3	1	641	0,04	13	2	538	0,1	55	2	1380	0,7
20	27	2	552	0,5	72	2	526	1,8	227	1	1304	2,5
30	132	3	372	2,1	286	6	629	4,3	400	—	818	5,1
40	256	2	175	4,1	258	5	598	5,7	413	1	341	7,8
50	248	5	74	5,1	214	2	146	6,7	315	—	158	8,9
60	166	—	43	5,4	158	—	56	8,6	316	—	82	10,0
70	119	—	14	5,6	76	—	5	8,3	220	—	22	9,9
сего	951	13	1872		1073	17	2571		1946	4	4105	

Средние значения эквивалентных радиусов частиц по сериям оставляли от 3,0 до 6,1 мкм. Они, как правило, уменьшались соременем от одного измерения к другому, что связано с различиями в седиментации частиц разных размеров в условиях опыов.

Заряды отдельных кристаллов составляли от 30 до 800 е для трицательно заряженных кристаллов и от 18 до 270 е для положительно заряженных кристаллов.

Отношение среднего заряда частиц \bar{q} к эквивалентному среднему радиусу \bar{r}_e равнялось для разных серий опытов от 12 до 19, сли выражать \bar{q} в элементарных зарядах, а \bar{r}_e в микронах.

Сводные данные результатов опытов приведены в таблице. одность тумана в момент начала кристаллизации составляла для сех серий измерений около 1 г/м³. Суммарный заряд кристалов Q, приведенный в таблице, рассчитан в предположении, что бщая концентрация кристаллов не изменяется в течение опыта, т. е. римерно за 1 мин. Для условий проведения опытов это довольно рубое предположение, но к естественным облакам и туманам но вполне применимо.

В таблице приведены данные измерений только за период 70 с осле образования короны, так как число измерений в последуюие моменты времени оказалось недостаточно большим, что обуловило сильный разброс данных.

Результаты расчета изменения суммарного заряда кристаллов о временем представлены на рис. 3.

Мы видим, что суммарный заряд кристаллов увеличивается с временем и достигает максимального значения примерно через 1 мин после начала коронного разряда. Предельное значение суммарного заряда, адсорбированного кристаллами, составляет 10^5 е/см³ при $V=5$ кВ и $5,5 \cdot 10^4$ е/см³ при $V=3$ кВ. С увеличением V , а следовательно, и интенсивности коронного разряда суммарный заряд кристаллов увеличивается при прочих одинаковых условиях.

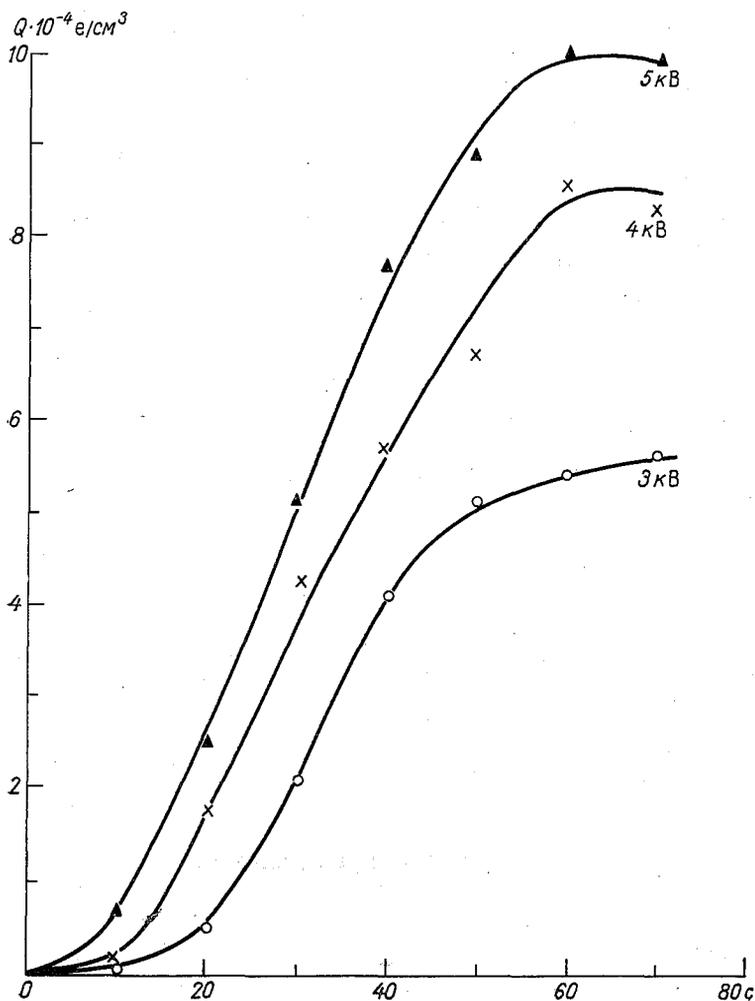


Рис. 3. Изменение со временем суммарного заряда ледяных кристаллов в поле коронного разряда между замерзшими каплями.

Если перевести приведенные значения в более удобные для характеристики облаков единицы, то они составят от 8 до 15 Кл/км³ в зависимости от величины V .

Значения суммарного заряда кристаллов получались при $V=3$ кВ почти такими же, как для капель в работе [2] при $V=1$ кВ. Следовательно, можно считать, что капли заряжаются в области коронного разряда сильнее, чем кристаллы в аналогичных условиях.

Указанные выше размеры замерзших капель, между которыми образовалась корона в условиях опытов (диаметр 0,7—1,1 мм), близки к размеру зародышей града в облаках на уровне их возникновения. Заряд частиц в опытах составлял от 0,7 до 2,0 эл. ст. эд., т. е. был такого же порядка, как заряд градин равного размера.

Естественно, что при сближениях столь сильно заряженных частиц в облаках на расстояния менее 1 мм между ними могут возникать коронные разряды, способствующие зарядению мелких облачных капель и кристаллов. Соударения с последними частиц осадков, падающих через область коронирования, могут в свою очередь приводить к усилению их зарядения и к развитию грозовых явлений.

Вывод

В поле коронного разряда происходит преимущественно отрицательное зарядение ледяных кристаллов за счет адсорбции ионов; суммарные значения заряда кристаллов в наших опытах достигали 8—15 Кл/км³ за время около 1 мин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Першина Т. А. Новый заборник проб ледяных кристаллов и частиц аэрозоля.—«Тр. ГГО», 1969, вып. 239, с. 131—133.
- Шишкин Н. С., Першина Т. А. Исследование зарядения капель тумана при наличии коронных разрядов между заряженными крупными каплями.—«Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 55—61.

М. А. Химач, Г. А. Чикирова, Н. С. Шишкин

ЗАРЯЖЕНИЕ КРУПНЫХ КАПЕЛЬ ВОДЫ В ПОТОКЕ КАПЕЛЬНОГО И КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ТУМАНА, ЗАРЯЖАЮЩЕГОСЯ В ОБЛАСТИ КОРОННОГО РАЗРЯДА

Введение. В статье [3] одним из авторов настоящей работы была выдвинута гипотеза, согласно которой важнейшим условием перехода облака в грозовое состояние является возникновение в слое большой толщины коронных разрядов между сближающимися сильно заряженными частицами осадков. Коронные разряды обуславливают значительное усиление ионизации воздуха по сравнению с обычными условиями, а следовательно, и ускорение адсорбционного заряжения мелких облачных частиц. В работах [1 и 4] выполнены экспериментальные исследования заряжения капельного и кристаллического тумана в области коронных разрядов между закрепленными на нитях микроманипуляторов и крупными замерзшими и незамерзшими заряженными каплями. При этом установлено, что в области коронного разряда происходит преимущественно отрицательное заряжение частиц, а значение их суммарного заряда достигает $(5-10) \cdot 10^4$ элементарных зарядов в 1 см^3 воздуха за время менее 1 мин.

Настоящая работа посвящена исследованию заряжения крупных замерзших или незамерзших капель в потоке капельного или кристаллического тумана, заряжающегося в области коронного разряда. Проведенные опыты моделируют процесс заряжения частиц осадков в грозовом облаке.

Порядок проведения опытов. Описание установки, использованной в работе, дано в статье [2]. В процессе настоящих исследований установка была несколько модернизирована. Холодильная камера была разделена перегородкой на две части. В одной из них образовывался капельный или кристаллический туман, а в другой (форкамере) создавался коронный разряд. Наряду с охлаждением камеры производилось охлаждение аэродинамической трубы.

Во всех опытах туман заряжался в области коронного разряда между крупными каплями, замороженными на концах платиновых

электродов.¹ На один из электродов подавался потенциал —3,0 кВ от выпрямителя ВС-22, обеспечивающего высокую его стабильность. Второй электрод заземлялся.

Диаметр замерзших капель $d = (3,6 \pm 0,1)$ мм. Коронный разряд поддерживался при сближении частиц на расстояние $l \sim 0,4$ мм. Для контроля некоторые из опытов проводились без коронного разряда.

Капельный туман создавался в аэрозольном отсеке камеры путем пуска пара из кипятильника.

Предварительные опыты показали, что при охлаждении камеры и аэродинамической трубы до температуры —3, —4°C жидкая капля, зарядение которой в потоке тумана исследовалось, в процессе опыта не замерзала. Это позволяло надежно проводить исследование зарядения жидких капель. Начальный радиус капель $R_0 = (0,75 \pm 0,01)$ мм.

В опытах по исследованию зарядения замерзшей капли с $R'_0 = (0,78 \pm 0,02)$ мм в потоке капельного или кристаллического тумана камера и аэродинамическая труба предварительно охлаждались до температуры —12°C.

Кристаллизация капельного тумана в аэрозольном отсеке камеры производилась с помощью сжигания на электроспирали небольшого количества PbI_2 (несколько миллиграммов).

Порядок операций при проведении каждого опыта был следующим:

1. Предварительно капли помещались на платиновую нить в аэродинамической трубе и на платиновые электроды в форкамере (размер их указан выше и был одним и тем же во всех опытах). Там, где это требовалось по условиям опытов, капли замораживались. Перед началом опыта на один из электродов в форкамере подавалось напряжение.

2. В аэрозольном отсеке образовывался капельный или кристаллический туман.

3. При сближении замерзших капель с помощью микроманипуляторов между ними возникал коронный разряд, наблюдения за которым велись визуально с помощью микроскопа «Мир-1».

4. Вслед за настройкой коронирования открывалось окно в перегородке между аэрозольным отсеком и форкамерой, туман заполнял всю холодильную камеру.

5. После выдержки продолжительностью 5 с включался вентилятор в аэродинамической трубе, и в течение последующих 5 с осуществлялась протяжка тумана. Перед началом протяжки тумана и в момент её окончания производилось измерение заряда замерзшей или жидкой капли с помощью электрометра СГ-1М [2].

Выбор времени выдержки тумана в области коронного разряда

¹ Жидкие капли ведут себя в условиях опытов неустойчиво, и существование длительного коронного разряда между ними невозможно.

в течение 5 с связан с тем, что, согласно данным теоретического расчета для условий опытов, за этот период практически достигается максимальное заряджение тумана (рис. 5 в статье [4]).

Протяжка тумана через аэродинамическую трубу не могла осуществляться в течение длительного времени из-за малого объема камеры, в которой проводились опыты. Мы ограничились временем протяжки 5 с.

В каждой серии осуществлялось 4 опыта с новыми порциями тумана. Общая продолжительность каждого опыта составляла 3 мин.

Пуск пара из кипяильника производился в течение строго определенного времени (5 с). Водность тумана измерялась прибором В. А. Зайцева (лабораторный вариант). В период протяжки тумана через аэродинамическую трубу средняя водность в форкамере составляла $1,4 \text{ г/м}^3$. Измерять водность тумана непосредственно в аэродинамической трубе не представлялось возможным.

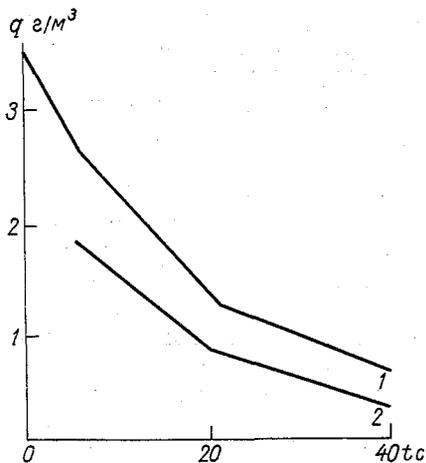


Рис. 1. Изменение водности тумана со временем.

1 — в аэрозольной камере; 2 — в форкамере.

Изменение водности тумана q в аэрозольной камере и в форкамере со временем показано на рис. 1.

Спектр капель тумана исследовался с помощью улавливания капель на стеклянную пластинку, покрытую смесью трансформаторного масла с вазелином, и микрофотографирования. Распределение (n) капель по размерам приведено на рис. 2. Наибольший радиус r равнялся $8,0 \text{ мкм}$. Максимум распределения приходился на $4,0 \text{ мкм}$, а средний радиус капель составлял $4,1 \text{ мкм}$.

Изменение водности тумана q в аэрозольной камере и в форкамере со временем показано на рис. 1.

Специальных исследований микроструктуры кристаллического тумана не производилось. Некоторые данные приведены в работе [1] для кристаллического тумана, создававшегося в условиях, близких к нашим.

Результаты измерений и их анализ. Авторами выполнено 66 серий опытов по исследованию заряжения:

а) крупных незамерзших водяных капель в потоке капельного тумана (25 серий);

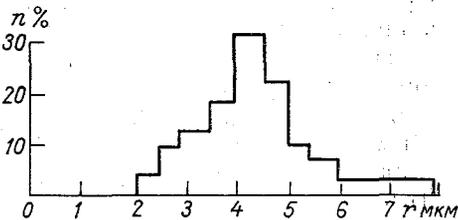


Рис. 2. Спектр капель тумана в аэрозольной камере.

б) крупных замерзших водяных капель в потоке капельного тумана (23 серии);

в) крупных замерзших водяных капель в потоке кристаллического тумана (18 серий).

Чтобы исключить влияние примесей на заряджение частиц, все опыты проводились с дистиллированной водой (в том числе и для образования тумана).

Отдельно проведено несколько серий опытов с измерением оста массы замороженных или незамерзших капель в потоке капельного или кристаллического тумана при тех же условиях, что

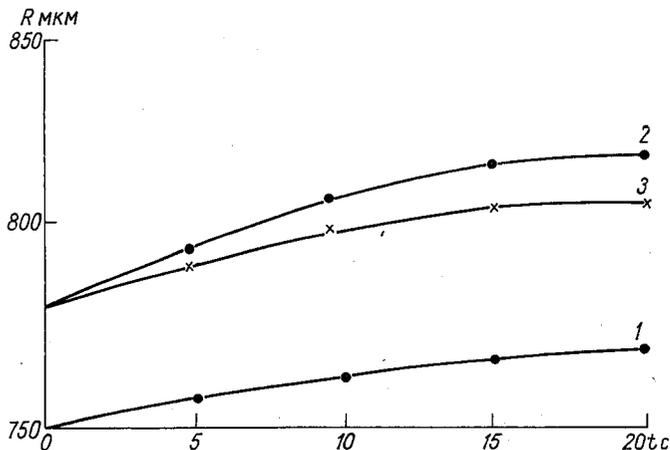


Рис. 3. Коагуляционный рост частицы со временем.

1 — капля воды в потоке капельного тумана; 2 и 3 — капля воды в потоке переохлажденного тумана и кристаллов соответственно.

в опытах по исследованию заряджения частиц. Измерение массы частицы производилось по размерам пятна на фильтровальной бумаге, покрытой красителем (марганцовокислый калий). Для ледяных частиц измерения массы выполнялись после их таяния.

Затем рассчитывался эквивалентный радиус сферической частицы. Данные об его изменении со временем приведены на рис. 3.

Как видно, за суммарное время протяжки тумана 20 с масса частицы практически достигала насыщения. Прекращение коагуляции мелких капель с крупной каплей или ледяной частицей связано с изменением траекторий заряженных капель около заряженной тем же знаком крупной частицы и достигается после того, как практически все капли тумана приобретут электрический заряд.

Рост радиуса крупной ледяной частицы в потоке кристаллического тумана (кривая 3 на рис. 3) происходит медленнее, чем в потоке капельного тумана. Это связано как с несколько меньшим заряджением мелких кристаллов по сравнению с заряджением

капель, отмеченным в работе [1], так и с тем, что не каждый кристалл, испытавший соударение с крупной ледяной частицей, присоединяется к ней.

В условиях опытов коэффициент сцепления оказался равным 0,7. Скорость потока в аэродинамической трубе, измеряемая микроанемометром, была равна 2,5 м/с.

На рис. 4 приведены данные о росте со временем заряда крупных частиц в потоке капельного и кристаллического тумана.

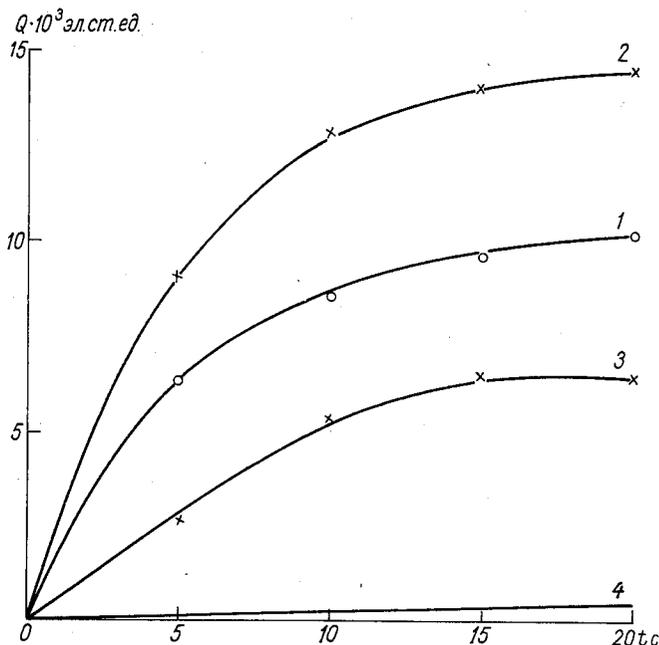


Рис. 4. Рост заряда частицы со временем.

1 — капля воды ($R_0 = 750$ мкм) в потоке заряженных капель тумана; 2, 3 — ледяная частица ($R = 780$ мкм) в потоке переохлажденных капель и кристаллов при зарядении; 4 — капля воды или ледяная частица в потоке незаряженных переохлажденных капель тумана.

Заряд частиц, так же как и их эквивалентный радиус, практически достигал насыщения за 20 с протяжки тумана. Средние скорости роста заряда составляли для крупной ледяной частицы $0,7 \cdot 10^{-3}$ э. ст. ед/с в потоке капельного тумана и $0,3 \cdot 10^{-3}$ э. ст. ед/с в потоке кристаллического тумана. Разница связана как с теми факторами, которые указаны при обсуждении роста радиуса частиц, так и с учетом контактной электризации при соударениях кристаллов с ледяной частицей, не сопровождающихся их соединением.

Скорость роста заряда для крупной капли в потоке капельного тумана несколько меньше, чем для ледяной частицы в тех же условиях, так как ледяная частица имеет большую площадь сечения, чем капля той же массы.

Сопоставим данные наших измерений роста заряда замерзшей капли в потоке кристаллического тумана, заряжающегося в области короны, с результатами измерений, изложенными в работе [1].

Суммарный заряд кристаллического тумана достигал в [1] значения $2,7 \cdot 10^{-5}$ эл. ст. ед/см³ (в расчете на водность тумана $1,0$ г/м³) при потенциале, подаваемом на замерзшую каплю, 3 кВ. В условиях настоящих опытов это даст суммарный заряд (водность тумана $1,4$ г/м³) кристаллического тумана $3,8 \cdot 10^{-5}$ эл. ст. ед/см³. При средней эффективной площади сечения мишени в настоящих опытах, равной $2,1 \cdot 10^{-2}$ см², и скорости потока в аэродинамической трубе $2,5$ м/с получаем скорость роста заряда ледяной частицы в потоке кристаллического тумана $0,2 \cdot 10^{-3}$ эл. ст. ед/с. В наших экспериментах, как сказано выше, скорость роста заряда оставляла $0,3 \cdot 10^{-3}$ эл. ст. ед/с. Согласование данных можно считать удовлетворительным с учетом различия в условиях проведения опытов.

Как сказано выше, помимо опытов по исследованию заряжения астиц в потоке тумана, заряжающегося в области короны, проведено некоторое количество опытов в отсутствие короны. Результаты измерений (кривая 4 на рис. 4) показывают, что заряжение крупных капель в потоке капельного тумана происходит во много раз медленнее.

Кроме того, выполнено некоторое количество опытов по исследованию заряжения крупной капли в потоке воздуха при наличии короны, но в отсутствие тумана. При этом заряжения капли за те же промежутки времени, что и в опытах с туманом, практически не происходило. Можно заключить, что на пути от источника коронного разряда до исследуемой капли (28 см) происходит достаточно сильное уменьшение концентрации ионов за счет их рекомбинации.

Выводы

Проведенные лабораторные исследования показали, что крупные ледяные частицы или капли (с начальным радиусом $0,75$ — $0,78$ мм), находящиеся в потоке капельного или кристаллического тумана, заряжающегося в области коронного разряда, приобретают заряд $(5 \div 15) \cdot 10^{-3}$ эл. ст. ед. приблизительно за 20 с.

При этом удельный заряд (заряд на единицу массы воды) составляет $(3$ — $10)$ эл. ст. ед/г. Данные расчетов для роста заряда астиц осадков в грозových облаках [5] хорошо согласуются с этими экспериментальными значениями. Таким образом, результаты настоящего исследования можно считать экспериментальным подтверждением гипотезы, выдвинутой в работе [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Першина Т. А., Шишкин Н. С. Исследование заряжения кристаллического тумана в поле коронного разряда между замерзшими каплями. С наст. сб.
2. Химач М. А., Чикирова Г. А. Экспериментальная установка для исследования коагуляционного заряжения облачных частиц.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 26—29.
3. Шишкин Н. С. Об условиях перехода облака в грозовую стадию.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 94—102.
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. О максимально возможной электризации облаков при наличии коронных разрядов между падающими частицами осадков.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 16—20.

М. А. Химац, Г. А. Чикирова

К ИССЛЕДОВАНИЮ ЗАРЯЖЕНИЯ КАПЕЛЬ РАСТВОРОВ НЕКОТОРЫХ ПОВЕРХНОСТНО-АКТИВНЫХ ВЕЩЕСТВ

Настоящая работа представляет собой логическое продолжение экспериментов по исследованию заряжения крупных капель в потоке мелких заряженных капель тумана [2] и имеет своей целью попытку оценить возможность уменьшения скорости заряжения крупных капель.

Известно, что для уменьшения накопления зарядов статического электричества применяются составы, содержащие поверхностно-активные вещества, механизм действия которых сводится либо к увеличению электропроводности поверхностных слоев, либо к увеличению гигроскопичности. Такими веществами, в частности, являются:

1) стеарокс-920, 2) окись амина, 3) синтанол ДС-10, 4) «Чадейка», состоящая из стеарокса-920 и препарата ОП-7.

Т а б л и ц а

№ п/п	Напряжение, подаваемое на электрод, кВ	Характер коронирующих поверхностей	Диаметр замерзших капель, мм	Расстояние между коронирующими поверхностями, мм	Концентрация ионов, см ⁻³	
					отрицательных	положительных
1	-4,7	Замерзшие капли дистиллированной воды	2,0	1,0	200	250
2	-6,0	То же	2,0	1,0	15 000	15 000
3	-4,7	Платиновые стержни	—	1,0	3000	200
4	-6,0	То же	—	3,5	100000	500
5	-4,7	Замерзшие капли 20% - ного раствора окиси амина	2,0	1,0	22 000	8000

Эти вещества и были взяты нами для проведения опытов. Эспериментальная установка и методика экспериментов описаны в [1 и 2]. Порядок проведения опытов отличался тем, что коронный разряд создавался между платиновыми электродами, а в качестве рабочего объема камеры использовался весь ее объем, заполняемый водяным туманом. Измерения заряда капли производились с помощью электрометра СГ-1М. Капля 20%-ного раствора поверхностно-активного вещества, подвешенная на платиновом

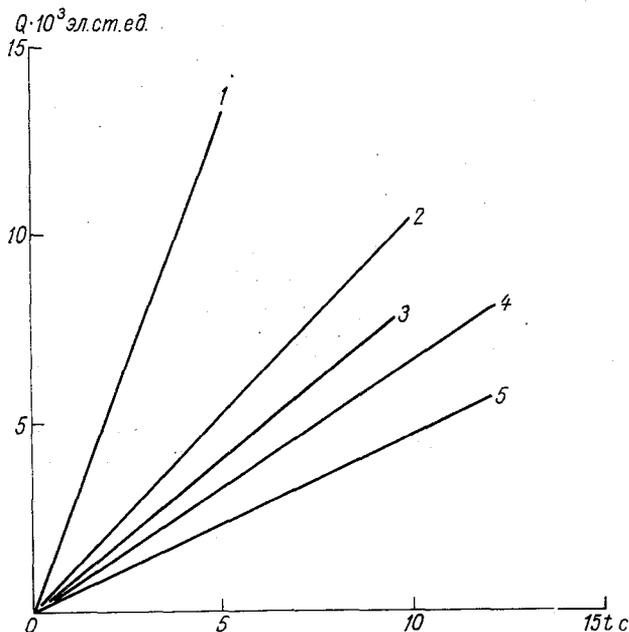


Рис. 1. Скорость роста заряда.
1 — капли воды; 2, 3, 4, 5 — капель раствора синтанола ДС-10, окиси амина, стеарокса-920, «Чародейки»

стержне, который соединен с нитью электрометра, находилась в потоке мелких капель водяного тумана, заряженных в поле коронного разряда. Радиус исследуемых капель равнялся 750 мкм. Опыт проводились при положительной температуре.

Рассмотрим результаты опытов. Для оценки характера ионизации воздуха в камере при коронных разрядах были проведены измерения концентрации ионов обоих знаков в рабочем объеме камеры. Измерения проводились с помощью ионометра ЛГУ при коронных разрядах между: 1) двумя каплями дистиллированной воды, намороженными на концы платиновых электродов, 2) двумя платиновыми электродами, 3) двумя замерзшими каплями 20%-ного раствора окиси амина, намороженными на концы пл.

ионов электродов. Результаты этих измерений представлены в таблице.

Самую сильную ионизацию, как видно из таблицы, вызывает коронный разряд между замерзшими каплями 20%-ного раствора окиси амина.

Он образует ионов на два порядка больше, чем коронный разряд между замерзшими каплями дистиллированной воды, и на порядок больше, чем коронный разряд между платиновыми электродами.

Результаты опытов по заряджению капель растворов поверхностно-активных веществ в потоке мелких заряженных капель водяного тумана при напряжении, подаваемом на один из электродов, — 6 кВ, представлены на рис. 1. Кривые построены по данным 6 опытов. Кроме того, на рис. 1 дана скорость нарастания заряда капли дистиллированной воды в потоке мелких заряженных капель водяного тумана. Из рисунка видно, что самая большая скорость нарастания заряда — у водяной капли (кривая 1). Она равна $2,6 \cdot 10^{-3}$ эл. ст. ед/с.

Растворы поверхностно-активных веществ способствуют снижению скорости коагуляционного заряджения капель; значения скорости заряджения капель растворов поверхностно-активных веществ лежат в диапазоне ($0,5 \cdot 10^{-3}$ — $1 \cdot 10^{-6}$ эл. ст. ед/с) (кривые 3, 4, 5). Таким образом, с одной стороны, коронный разряд между ледяными частицами 20%-ного раствора окиси амина усиливает ионизацию воздуха, увеличивая заряджение мелких капель водяного тумана, адсорбирующих ионы, с другой стороны, при толкновении мелких заряженных капель водяного тумана с крупной каплей 20%-ного раствора поверхностно-активных веществ заряджение этой капли идет значительно медленнее. Это заключение следует рассматривать как предварительное, требующее более детальных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Химач М. А., Чикирова Г. А. Экспериментальная установка для исследования коагуляционного заряджения облачных частиц.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 26—29.
- Химач М. А., Чикирова Г. А., Шишкин Н. С. Заряджение крупных капель воды в потоке капельного и кристаллического тумана, заряжающегося в области коронного разряда. См. наст. сб.

*Н. Н. Бурчуладзе, В. А. Грачев, В. С. Графов,
Т. Н. Громова, В. Я. Никандров, Т. А. Першин*

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ ЗАМЕРЗАЮЩИХ КАПЕЛЬ

1. Введение. Для исследования условий и особенностей замерзания единичных капель чистой воды и ее растворов авторы, как правило, конструируют небольшие по объему холодильные камеры. Конструкция и объем такой камеры определяются теми конкретными задачами, которые стоят перед исследователями [1—4,6]. Однако каждая из них обладает как рядом преимуществ, так и специфическими недостатками. Так, например, для исследования под микроскопом процессов образования атмосферного льда Н. В. Глики и др. [2] была сконструирована и успешно использована кристаллизационная камера объемом около 0,1 л с регулируемыми и измеряемыми температурой и влажностью. Градиент температуры составлял 0,3°C/см. Для исследования механизма разделения зарядов в результате взрыва кристаллизующихся капель воды В. И. Бекряев [1] использовал камеру с большим градиентом температуры по вертикали, около 3°C/см; заряд взрывающихся капель и осколков около 10^{-12} Кл он измерял с помощью струнного однонитного электрометра и электронного усилителя. С целью измерения зарядов частиц, вылетающих при замерзании капель воды и растворов, авторы работы [3] предложили холодильную камеру объемом 5 л, предусмотрев возможность подключения к улавливающему экрану электрометра и обеспечив электрическую изоляцию всей установки.

В задачу наших исследований входило всестороннее и детальное изучение электризации замерзающих капель воды и водных растворов, сопровождающихся возникновением малых зарядов (10^{-14} — 10^{-15} Кл). Ни одна из имеющихся камер не удовлетворяла поставленной задаче. При измерении столь малых сигналов предъявляются повышенные требования к тепло- и электроизоляционным материалам, которые используются при изготовлении ка-

теры, а также к чувствительности электрометра и обеспечению надежного его соединения с капледержателем.

Для проведения исследований нами была сконструирована специальная холодильная камера. В процессе работы над конструкцией установки особое внимание было уделено выбору влагостойчивых изоляторов и трубопроводов для подачи хладагента, обеспечению жесткости крепления всей установки с целью исключения вибрации, сближению приемной части электрометра с капледержателем и экраном, а также тщательному их креплению друг с другом.

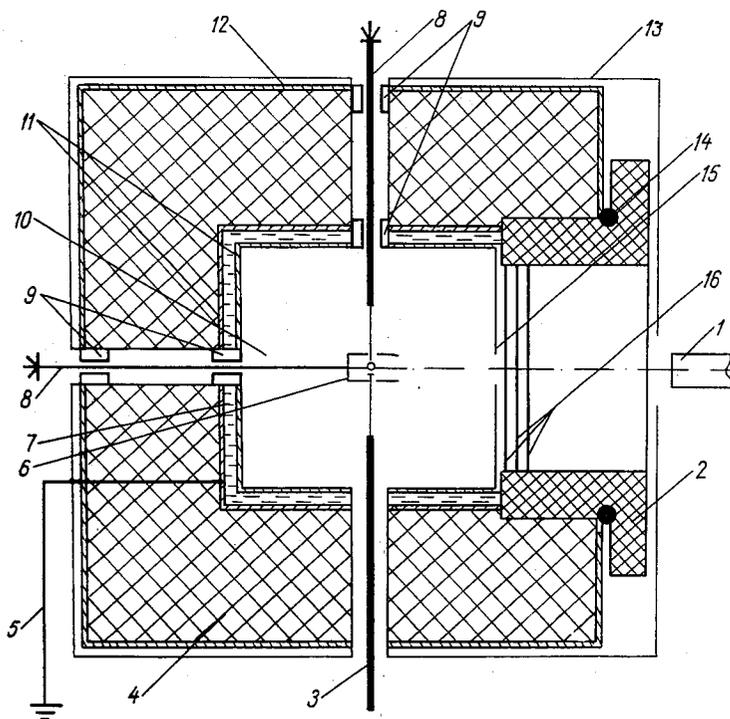


Рис. 1. Чертеж холодильной камеры.

2. Описание экспериментальной установки. Схема установки и чертеж холодильной камеры даны на рис. 1 и 2. Камера (рис. 1) представляет собой двухстенный стальной цилиндр 11 объемом 0,3 л. Градиент температуры от стенки до центра камеры составляет $0,5^{\circ}\text{C}/\text{см}$. Между боковыми стенками циркулирует охлаждающая жидкость 7 (фреон-12), которая поступает в камеру от холодильного агрегата через эластичные трубопроводы. Применение таких трубопроводов позволило устранить вибрацию всей установки. В качестве теплоизоляционного материала использован

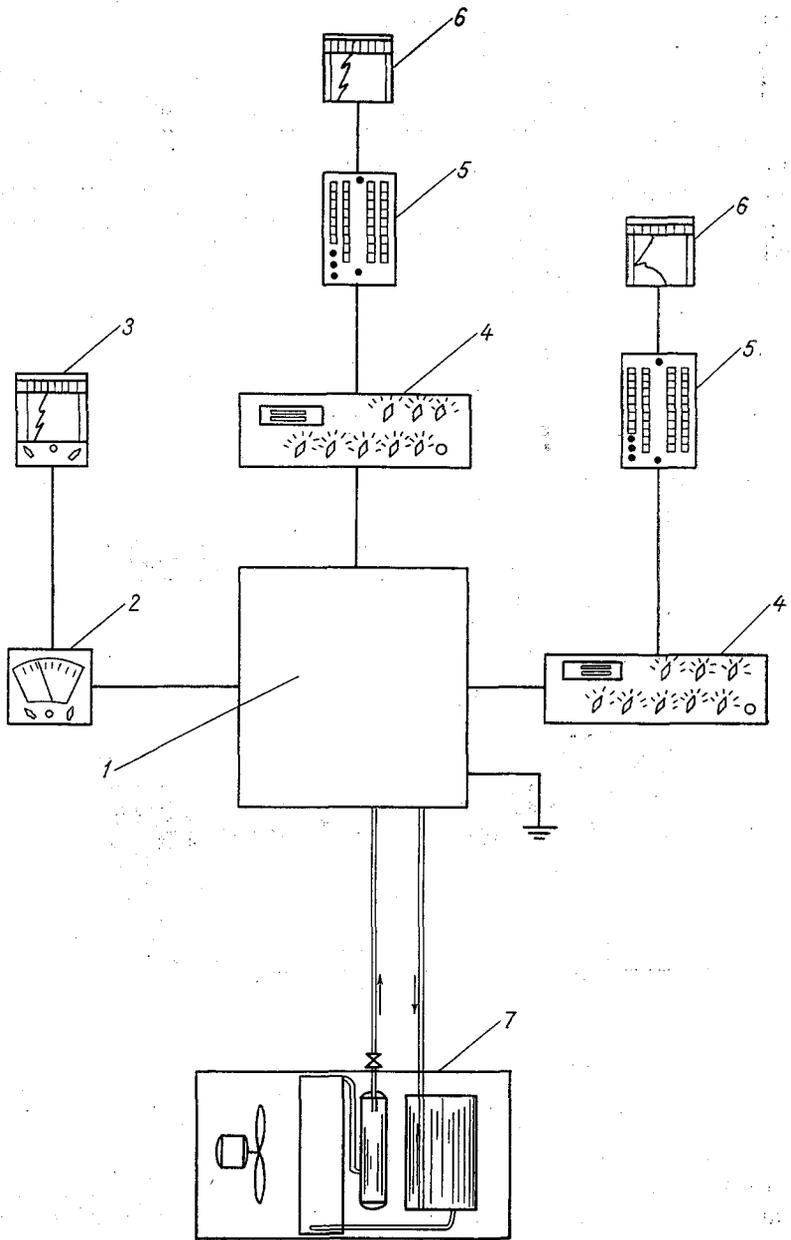


Рис. 2. Блок-схема установки для исследования замерзания капель воды и водных растворов.
 1 — камера, 2 — микроэлектротермометр, 3 — самописец ИТН-6, 4 — электрометр ИТН-6, 5 — усилитель И-37, 6 — самописец И-37, 7 — холодильный агрегат.

енопласт 4. Толщина изоляционного кожуха 40 мм. Поверх пенопласта надевается металлический чехол 12. В корпусе цилиндрического стакана имеются отверстия для введения капли и термометра. В центре задней стенки камеры также имеется отверстие диаметром 8 мм для введения стержня электрометра. Передняя стенка, служащая также крышкой камеры 2, сделана из трех слоев стекла 16 с воздушными прослойками между ними. Стекла вмонтированы во фторопластовую втулку. Воздух между стеклами защищает иллюминатор от запотевания. Диаметр этой крышки 5 см; помощью резиновой прокладки 14 крышка плотно привинчивается к торцевой стенке камеры. С внутренней стороны крышки креплен металлический диск 15, который после ввинчивания крышки плотно прижимается к внутренним металлическим стенкам камеры 11. Вся внутренняя поверхность камеры заземлена.

В центре металлического диска имеется небольшое (\varnothing 2 см) отверстие. Через него можно наблюдать за процессами, протекающими в камере 10. Освещение внутреннего объема камеры осуществляется сверху с помощью осветителя ОИ-19, находящегося вне камеры. Между камерой и осветителем ставится светофильтр 3-14 для уменьшения нагревания внутреннего объема камеры. Для устранения влияния на этот объем внешних электрических полей камера окружается металлическим экраном в виде прямоугольного параллелепипеда 13. Все металлические части камеры заземлены, провода также экранированы и заземлены 5. Для предохранения от вибрации вся установка помещается на порошке и крепится на массивной подставке размером $(300 \times 234 \times 6)$ мм³. Наблюдения за каплей производятся через иллюминатор с помощью горизонтальной микроскопы (МГ-1) 1 который устанавливается перед камерой.

Температура воздуха в холодильной камере измеряется с помощью высокочувствительного микроэлектротермометра 3 и регистрируется самописцем Н-39. Погрешность измерения температуры $\pm 0,2^\circ\text{C}$. Термометр жестко вмонтирован во фторопластовую втулку. Втулка ввинчивается в отверстие, сделанное для этой цели в камере, при этом обеспечивается хорошая воздушная изоляция внутреннего объема камеры.

Для улавливания зарядов или осколков, образующихся при замерзании капель, в камере со стороны задней стенки помещается медный цилиндрический экран 6 диаметром 6 мм, жестко укрепленный на стержне 8, изготовленном из нержавеющей стали, диаметром 3 мм. Стержень крепится на двух высокоомных сапфировых изоляторах 9.

Как было показано в [3, 5], процесс замерзания капли сопровождается вылетом из нее заряженных микрокапель и частиц. При этом и сама капля заряжается. Поскольку заряд вылетающих частиц имеет значение 10^{-14} — 10^{-15} Кл, для его измерения необходимо применять высокочувствительные электрометры. Кроме необходимости обеспечения требуемой чувствительности, к электрометру предъявляется требование высокого входного сопротив-

ления изоляции, малого наброса заряда при переключении пределов измерения, малого паразитного тока, генерируемого изоляторами, малого дрейфа нуля.

Этим требованиям отвечает электрометр ИТН-6, имеющий пределы измерения по заряду $2 \cdot 10^{-14}$ — $3 \cdot 10^{-9}$ Кл с погрешностью 4—2,5% при чувствительности $2 \cdot 10^{-16}$ Кл, входное сопротивление 10^{15} Ом, дрейф нуля менее 200 мкВ/24 ч.

Сложным вопросом является обеспечение надежности подсоединения электрометра к объекту измерения. Соединить объект и

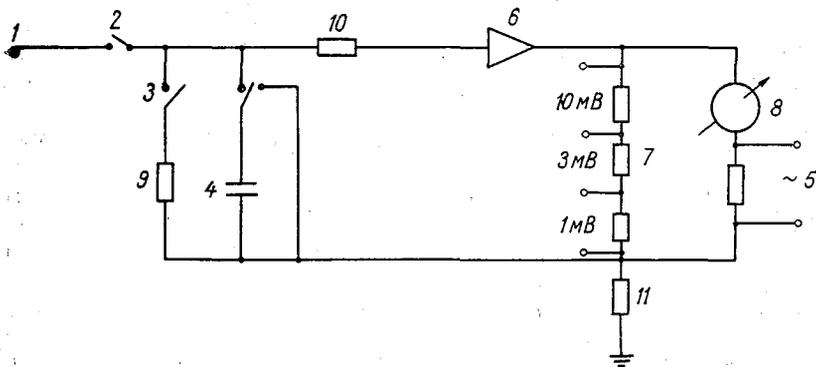


Рис. 3. Принципиальная электрическая схема.

1 — капля, 2 — кнопка измерения, 3 — кнопка «нуль», 4 — накопительный конденсатор, 5 — выход на самописец, 6 — электрометрический усилитель, 7 — пределы измерения, 8 — шкала прибора, 9, 10, 11 — низкоомные сопротивления.

мерения с электрометром лучше всего жестко, без применения кабеля. При этом объект измерения должен быть надежно защищен электростатическим экраном. При выборе изоляционного материала для кремния стержня 8 учитывались сопротивление, гидрофобность, пьезоэлектрический эффект (эмиссия зарядов, как результат механических нагрузок), трибоэлектрический эффект (перенос зарядов при трении материалов друг о друга), паразитные токи, генерируемые изоляторами.

Широко используемыми изоляционными материалами являются фторопласт, полистирол, керамика, стекло, янтарь и сапфир. Большинство из этих изоляционных материалов обладает рядом недостатков, главными из которых являются большой паразитный ток 10^{-15} А и большая зависимость от влажности среды.

Лучше всего отвечает всем поставленным требованиям сапфир, имеющий паразитный ток менее $5 \cdot 10^{-17}$ А и удельное объемное сопротивление 10^{19} Ом·см. Он обладает необходимыми механическими свойствами (нехрупок и прочен) и малым коэффициентом линейного расширения. Его сопротивление мало зависит от температуры и влажности воздуха.

Учитывая сказанное, особое внимание было обращено на конструкцию электрода, соединяющего каплю с электрометром. Электрод представляет собой стержень из нержавеющей стали длиной 0 мм, который выведен из камеры через сапфировые изоляторы, открытые токопроводящим клеем. Внешний конец электрода жестко соединен непосредственно с входным блоком электрометра.

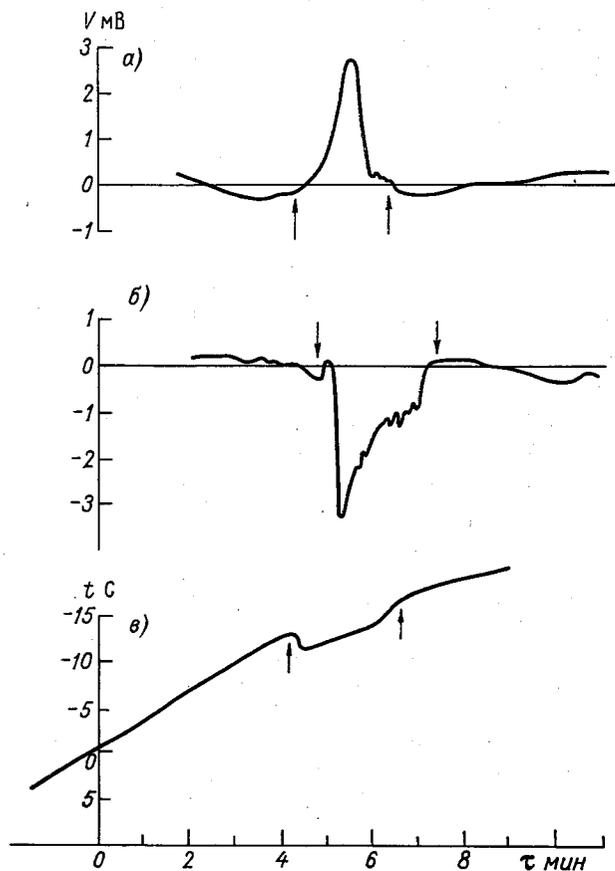


Рис. 4. Пример записи изменения во времени.
a — напряжение на капле водопроводной воды, *б* — напряжение на капле дистиллированной воды, *в* — температура воздуха в камере.

К внутреннему концу электрода припаян платиновый волосок длиной не более 10 мм и диаметром 10 мкм, на который с помощью шприца насаживали каплю воды или раствора.

Важным вопросом надежности эксперимента является хорошая теплоизоляция входной части электрометра от внутреннего объема холодильной камеры. Действительно, в течение опыта темпе-

ратура воздуха в камере может изменяться от $+20$ до -26°C (при этом влажность воздуха составляет около 100%) и имеющаяся там влага может сконденсироваться на электродах. Для устранения этого влияния нами был применен тепловой мост с большим сопротивлением.

3. Методика и результаты эксперимента. Измерение заряд капли проводится в следующем порядке. Каплю перед помещением в камеру предварительно охлаждали до температуры, близкой к нулю. Затем каплю воды или раствора насаживали в холодильной камере на платиновый волос с помощью шприца, при этом она приобретала заряд, равный 10^{-18} — 10^{-14} Кл. значение заряда вычисляли по формуле

$$Q = cu,$$

где u — напряжение на конденсаторе в вольтах, c — емкость накопительного конденсатора в фарадах.

Для снятия заряда с капли ее заземляли. Это осуществляется путем соединения стержня, на котором висит капля, с корпусом прибора через сопротивление 1 кОм (рис. 3). Время разрядки определяемое из соотношения $\tau = \frac{1}{5} RC$, составляло $4 \cdot 10^{-9}$ с.

Отмечая время начала охлаждения капли, включали самописец, фиксирующий изменение температуры воздуха в камере. Заряд, возникающий на капле при ее замерзании, накапливался на конденсаторе 4, емкость которого в наших измерениях составлял 20 пФ.

Весь процесс фазового перехода и зарядки капли регистрировался на самописце Н-37, подключенном к электрометру через усилитель И-37. Скорость лентопротяжки составляла 3 см/мин. При такой скорости на ленте самописца можно было отчетливо фиксировать изменение заряда капли со временем. Пример записи изменения во времени напряжения на капле приведен на рис. 4 где стрелками отмечено время начала и конца замерзания капли. Аналогичные записи получены нами в ходе каждого эксперимента.

Средние из 90 измерений зарядов замерзающих капель дистиллированной и водопроводной воды диаметром около 1 мм представлены ниже:

Дистиллированная вода	Водопроводная вода
$+ (0,9 \pm 0,22) \cdot 10^{-14}$ Кл	$+ (1,6 \pm 0,21) \cdot 10^{-14}$ Кл
$- (1,7 \pm 0,25) \cdot 10^{-14}$ Кл	$- (0,5 \pm 0,01) \cdot 10^{-14}$ Кл

Средняя квадратическая ошибка измерения вычислялась по формуле

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{(Q_i - \bar{Q})^2}{n}}$$

Скорость охлаждения $v = 1 \cdot 7^{\circ}\text{C} \cdot \text{мин}^{-1}$.

Как видно из рис. 4, по информации о среднем заряде замерзшей капли мы можем также получить подробные сведения и о характере изменения заряда во времени, а именно: об изменении нака и значения заряда, времени наступления максимума заряжения или отсутствия заряжения и т. д.

Опыт работы с электрометром ИТН-6 показал, что он стабилен, прост и удобен в эксплуатации. Данные, полученные с помощью этого электрометра, являются надежными и хорошо воспроизводятся.

Выводы

1. Сконструирована, изготовлена и испытана новая малая холодильная камера, предназначенная специально для измерения с помощью высокочувствительного электрометра с высокой точностью малых и мало меняющихся токов и напряжений.

2. Предварительными опытами, проведенными на этой установке, показана возможность измерения малых зарядов (10^{-14} — 10^{-15} Кл) замерзающих капель воды и растворов, а также зарядов частиц, вылетающих в процессе замерзания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бекряев В. И. Электризация кристаллизующихся водных аэрозолей как механизм генерации грозового электричества.—«Тр. ЛГМИ», 1964, вып. 26, с. 295—307.
2. Глики Н. В., Шнырев Г. Д., Хромова Е. А. Кристаллизационная камера для исследования под микроскопом процессов образования атмосферного льда.—«Тр. ГГО», 1964, вып. 156, с. 15—21.
3. Громова Т. Н., Першина Т. А. К вопросу об особенностях замерзания и электризации капель растворов.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 21—24.
4. Мучник В. М., Рудько Ю. С. Особенности замерзания переохлажденных капель воды.—«Тр. УкрНИГМИ», 1961, вып. 26; с. 64—73.
5. Cheng R. J. Water drop freezing ejection of microdroplets, Science, 1970, vol. 170, N 368, p. 3965.
6. Mason B. J., Maybank J. The fragmentation and electrification of freezing water drops. „Quart. J. Royal Met. Soc.“, 1960, vol. 86, N 368, p. 176.

*С. П. Гире, Ю. А. Довгалюк, Л. С. Ивлев, Ю. А. Махалов
О. А. Одинцов, В. К. Соломатин, В. А. Страхов*

О ВЛИЯНИИ ИЗМЕНЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЭРОЗОЛЯ

Одной из важнейших задач физики аэрозолей, атмосферного электричества и атмосферной оптики является изучение влияния изменения влажности на электрические и структурные характеристики аэрозоля.

В настоящее время установлено, что с увеличением относительной влажности происходит перестройка спектра ионов по подвижностям и уменьшается электропроводность воздуха [9]. При наличии капель электропроводность воздуха резко уменьшается за счет интенсивного поглощения ими ионов [3]. При этом в обоих случаях, как правило, происходит более сильное уменьшение отрицательной проводимости по сравнению с положительной.

Экспериментально установлено, что, с одной стороны, увеличение относительной влажности от 20 до 60—70% приводит к увеличению в приземном слое атмосферы концентрации больших аэрозольных частиц размером $r \geq 0,2$ мкм [4, 6, 8], а с другой — крупные аэрозольные частицы при увеличении относительной влажности от 30 до 60—70% практически не увеличиваются [1, 2]. Для объяснения этого явления было предположено, что при возрастании относительной влажности происходит ускорение коагуляционного роста частиц. Эту гипотезу подтверждает тот факт, что распределение по размерам частиц аэрозоля $r \geq 0,1$ мкм описывается формулой Юнге, так как само существование распределения Юнге по размерам обусловлено, по-видимому, постоянным действием коагуляционного механизма [13].

Накопленные к настоящему времени экспериментальные данные говорят о том, что изменение относительной влажности приводит к одновременному изменению как структурных, так и электрических характеристик атмосферного аэрозоля. Учитывая это, в большой камере туманов в 1973—1974 гг. были проведены комплексные исследования изменения структурных и электрических

арактеристик аэрозоля при изменении относительной влажности от 30 до 90%. В процессе опытов определялись интегральная спектральная концентрация аэрозоля, его морфологический состав и полярные электропроводности воздуха. До сих пор аэрозольные и электрические измерения проводились обычно раздельно. Поэтому проведение совместных экспериментов представляет научный интерес, так как позволяет получать новые научные результаты.

Аппаратура и методика измерений. Для проведения указанных исследований был использован следующий комплекс аппаратуры: экспериментальный образец прибора для измерения электропроводности воздуха, разработанный Я. М. Шварцем, предназначенный для измерения полярных проводимостей воздуха в диапазоне $(0-30) \cdot 10^{-15}$ См/м. Прибор состоит из аспирационного конденсатора, измерителя тока конденсатора, регистрирующего устройства. Скорость протяжки воздуха в приборе 2,5 м/с. Инерционность — около 10 с.

Для измерения интегральной площади аэрозольных частиц применялся электроиндукционный пылемер ЭИП-4 конструкции Ленинградского института авиационного приборостроения [12]. Прибор измеряет суммарный заряд аэрозольных частиц радиусом $\geq 0,5$ мкм, прошедших за единицу времени через входное устройство прибора, в котором частицы приобретают заряд, пропорциональный площади частиц.

Аэрозольные пробы брались на полихлорвиниловые фильтры РПП-15 заборником проб аэрозоля [5] с последующей обработкой для анализа на электронном микроскопе.

Температура и влажность фиксировалась стандартными психрометром и гигрометром.

Методика проведения экспериментов была следующей. Перед началом увлажнения воздуха делались фоновые измерения его температуры, влажности и электропроводности, а также структуры аэрозоля. Увлажнение воздуха в камере производилось либо путем увлажнения стенок и пола камеры, либо испарением воды при нагревании ее в открытом сосуде. В каждом из опытов удавалось провести комплексные измерения всех характеристик только при одном значении влажности. При втором способе увлажнения воздуха измерения в каждом опыте проводились от 30 до 90% относительной влажности через каждые 10%.

Все приборы были установлены на уровне 1,5—2,0 м от пола камеры. Аэрозольные измерения проводились на двух уровнях (2 и 6 м).

Результаты экспериментов. Для выяснения связи между электрическими и структурными характеристиками аэрозоля в замкнутом объеме было проведено три серии опытов.

1. Фоновые опыты ($f = 30\%$);

2. Опыты в увлажненной камере при двух способах ее увлажнения: а) увлажнение внутренней поверхности камеры; б) увлажнение испарением подогретой воды.

Спектр аэрозольных частиц (см-3) в камере ГГО

№ пробы	Размеры среднего диаметра, мкм													N
	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6-0,8	0,8-1,0	1,0-1,5	1,5-2,0	2,0-2,5	2,5-3,0	>3,0	
2	12,5	60,0	32,0	20,5	7,0	12,5	15,5	9,5	18,0	3,0	2,0	3,5	1,0	197,0
3	6,0	45,5	61,1	39,0	25,0	14,0	10,5	7,5	6,0	1,0	0,30	—	—	215,9
4	17,5	56,0	71,5	46,5	36,0	23,0	22,3	10,0	3,5	1,5	0,40	0,50	0,60	288,0
5	114,5	81,0	75,0	23,5	13,0	9,0	14,0	1,6	2,8	1,8	0,20	0,15	0,10	336,6
10	33,6	45,6	49,5	31,8	18,0	14,0	9,0	1,8	0,6	0,6	0,15	0,10	0,50	205,2
11	48,0	179,0	149,0	51,0	14,4	7,2	11,2	2,1	0,6	0,4	0,27	0,20	0,16	463,5
25	18,4	66,0	69,2	38,0	25,6	10,8	20,8	8,8	8,4	1,2	0,21	0,21	0,10	242,1
26	0,8	62,4	55,6	21,6	18,0	26,4	18,0	3,6	12,8	4,0	0,80	0,20	1,00	225,2

Результаты морфологического анализа аэрозольных проб 1974 г.

№ пробы	Дата и сроки измерения	Высота, м	Относительная влажность, %	Содержание частиц разных форм, %							
				сферические			рыхлае	неправильные рыхлые	«целочка»*		
				плотные	неправильные плотные	плотные с «лубой»				с «оболочкой»	с «высошей оболочкой»
2	25 I 15 ч 45 мин	2,0	23,0	14,9	14,5	11,2	0,25	2,05	28,6	14,0	14,5
3		6,0	23,0	20,4	13,4	1,9	4,2	3,3	17,6	11,6	27,6
4	28 I 9 ч 00 мин	2,0	23,0	18,5	16,5	0,5	5,5	6,0	32,1	7,6	13,3
5	09 ч 20 мин	6,0	23,0	66,7	9,5	—	4	0,4	15,0	—	8,0
10	4 II 10 ч 55 мин	2,0	23,0	23,6	16,2	—	0,4	7,9	37,7	—	14,2
11	13 ч 45 мин	2,0	61—63	22,6	5,1	—	1,9	0,7	65,7	—	4,0
25	25 II 11 ч 30 мин	2,0	30,0	21,6	18,5	—	2,2	3,5	20,9	10,1	23,2
26	15 ч 50 мин	2,0	61,0	37,7	21,7	3,7	—	—	14,2	2,3	22,4

Рассмотрим результаты этих опытов.

Во время опытов в камере без увлажнения обычно держалась температура около 22°C (февраль 1974 г.) и относительная влажность примерно 30%.

Положительная электропроводность в камере составляла $(3,5 \pm 5,5) \cdot 10^{-15}$ См/м, отрицательная $(3,3-5,0) \cdot 10^{-15}$ См/м, что в порядке ниже средних значений электропроводности в атмосфере [10].

Исследования структуры аэрозоля показали четко выраженное изменение ее с высотой. Примеры типичных распределений аэрозольных частиц по размерам в камере приведены в табл. 1, пробы 2, 3, 4, 5. Наблюдается заметное отклонение от юнговского распределения для гигантских частиц. Морфологический анализ проб показал, что характерно наличие относительно большого количества рыхлых частиц, как правильной сферической, так и не правильной формы (табл. 2, пробы 2, 3, 4, 5).

Таких частиц рыхлых коагулянтов в пробах было от 55 до 65% по счетной концентрации для всего исследуемого диапазон размеров частиц ($0,05 \text{ мкм} \leq r \leq 5 \text{ мкм}$).

На рис. 1. представлены снимки наиболее характерных частиц находившихся в неувлажненной камере. Снимки получены на электронном микроскопе.

При первом способе увлажнения в результате баллоэлектрических эффектов абсолютные значения полярных проводимостей очень резко менялись от опыта к опыту.

Электронно-микроскопические снимки аэрозольных проб показали наличие в пробах частиц, которые можно было трактовать как высохшие капельки. Исследования морфологии частиц (табл. 2, пробы 10, 11) показали, что по сравнению со случаем неувлажненной камеры увеличивается доля рыхлых сферических частиц и уменьшается доля частиц неправильной формы и почек.

Из табл. 1 (пробы 10, 11) следует, что наблюдается заметный рост концентрации частиц с диаметром $d \leq 0,4$ мкм, уменьшение концентрации частиц с $0,4 \text{ мкм} < d \leq 0,6$ мкм и примерное постоянство концентрации частиц с $d > 0,6$ мкм. Концентрация крупных частиц с $d > 3$ мкм уменьшается.

Эти результаты противоречат как коагуляционной гипотезе, так и ранее полученным данным о вымывании аэрозолей в приземном слое атмосферы [7]. Они могут быть объяснены процессами, связанными с особенностями увлажнения камеры. Увеличение мелкой дисперсной фракции с $d \leq 0,4$ мкм, наиболее вероятно, связано с разбрызгиванием и высыханием капель воды, а уменьшение концентрации частиц с $d > 3$ мкм — с вымыванием этих частиц. Таким образом, данный способ увлажнения камеры вносит в измеряемые характеристики значительные изменения, поэтому от него пришлось отказаться.

При увлажнении воздуха испарением воды путем подогрева в каждом отдельном опыте удавалось получать значения все-

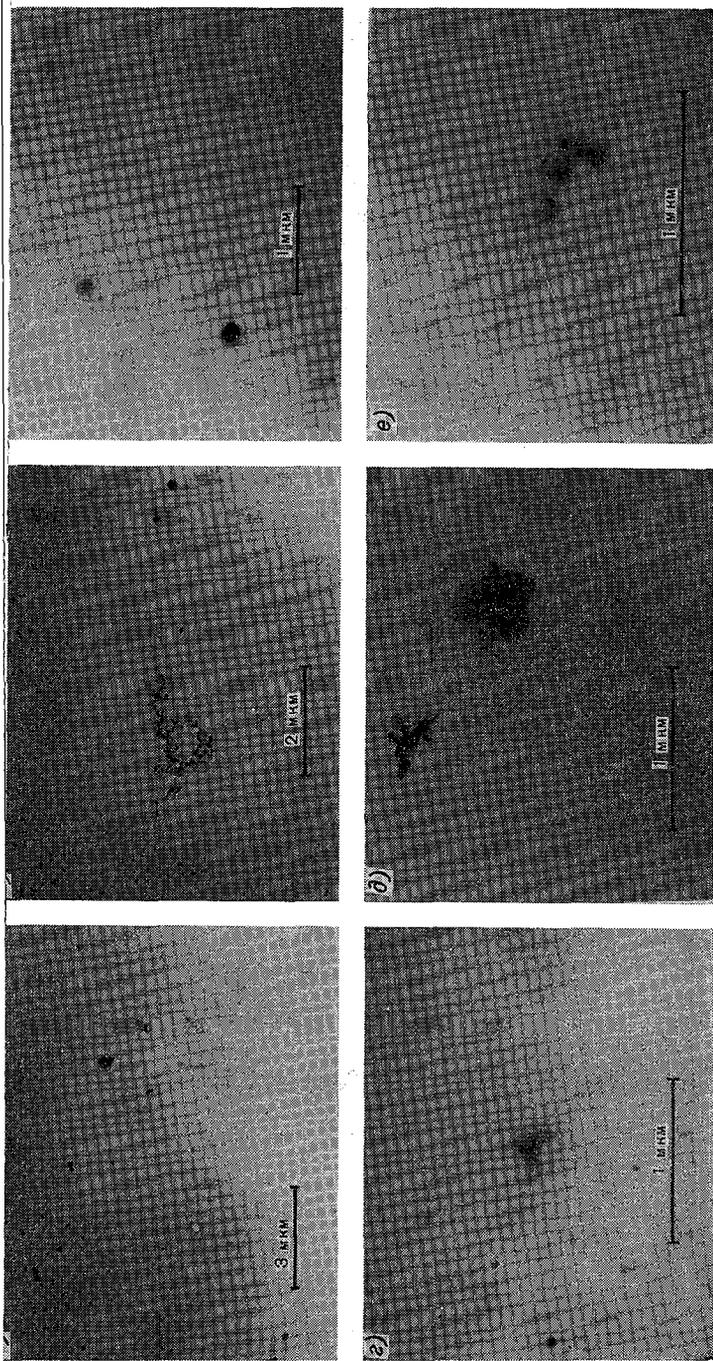


Рис. 1. Электронно-микроскопические снимки аэрозольных частиц в неувлажненной камере.
a — плотные сферические частицы, плотные частицы неправильной формы, частицы типа целочки (обзорный снимок);
б — плотные и неплотные сферические частицы, крупная частица типа целочки, состоящая из плотной и неплотных сферических частиц (обзорный снимок); *в* — плотные и неплотные сферические частицы, *г* — плотная частица неправильной формы, плотные сферические частицы, неплотные частицы неправильной формы; *д* — частица типа целочки, частица неправильной формы, со сферическим окружением, жидкость испарилась; *е* — рыхлая частица типа целочки, состоящая из плотных частей неправильной формы.

измеряемых величин при относительной влажности от 30 до 90 через каждые 10% изменения относительной влажности.

На рис. 2 показаны изменения полярных проводимостей, коэффициентов униполярности λ_+ , λ_- , λ_+/λ_- и интегральной концентрации аэрозольных частиц с увеличением относительной влажности. Из рис. 2 видно, что в случае I, как λ_+ , так и λ_- уменьшаются с увеличением относительной влажности до 60%. Однако как показывает ход λ_+/λ_- , отрицательная проводимость уменьшается гораздо сильнее, чем положительная. Затем до 80% наблюдается незначительный рост проводимостей. Ход полярных проводимостей хорошо коррелирует с ходом интегральной концентрации аэрозоля, которая имеет максимум при относительной влажности 60%, а затем уменьшается.

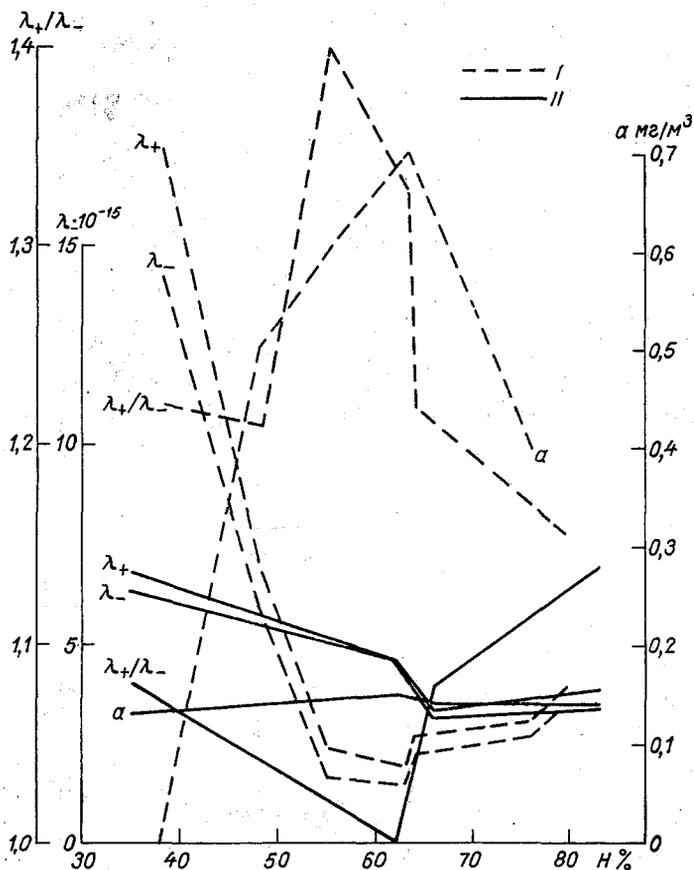


Рис. 2. Изменение полярных проводимостей воздуха λ_+ , λ_- , коэффициента униполярности λ_+/λ_- , интегральной концентрации аэрозольных частиц с увеличением относительной влажности в опытах I и II.

В случае II интегральная концентрация аэрозольных частиц практически не меняется, λ_+ и λ_- , так же как λ_+/λ_- изменяются значительно, причем λ_+/λ_- имеет обратный ход., т. е. λ_+ уменьшается сильнее, чем λ_- . Следовательно, в наших экспериментах уменьшение полярных проводимостей происходило в основном за счет осаждения ионов на аэрозольных частицах, влияние на проводимость эффекта перестройки спектра ионов по подвижностям незначительно.

Структурные измерения показали, что наблюдается переход изкодисперсной фракции аэрозоля с $d < 0,5$ мкм во фракцию $d \geq 0,5$ мкм (табл. 1, пробы 25, 26). Причем, поскольку в начальном состоянии наблюдалось заметное отклонение от юнговского распределения и счетная концентрация частиц была заметно ниже, чем в чистой атмосфере, радиус частиц увеличивался в довольно широком диапазоне. Эти результаты можно объяснить только с точки зрения коагуляционной гипотезы.

Морфологический анализ показал, что наблюдается значительное увеличение доли частиц, имеющих плотную сферическую форму с «шубой», но уменьшается число плотных частиц неправильной формы и «цепочек», и уменьшается количество рыхлых частиц неправильной формы. Вероятно, это связано со стягиванием рыхлых частиц за счет поверхностного натяжения воды, конденсировавшейся в микрокапиллярных отверстиях на поверхности частиц.

Появление частиц с «шубой» из более мелких частиц и исчезновение частиц с ободком и с «высохшей оболочкой» также говорят в пользу объяснения эффекта изменения структуры частиц увеличением эффективности коагуляции аэрозольных частиц при увеличении влажности.

Заключение

Результаты подобных комплексных экспериментов позволяют выявить основные процессы, определяющие закономерности изменения электрических и структурных характеристик аэрозоля, более полно проследить за ними.

Проведение таких исследований требует применения большого комплекса аппаратуры, что делает эти опыты очень трудоемкими. Для получения репрезентативных результатов нужна тщательно отработанная методика их проведения.

В свете этого описанные опыты следует рассматривать как предварительные, носящие в основном методический характер.

Однако и эти опыты однозначно показали, что увеличение относительной влажности от 30 до 60—70% приводит к уменьшению полярных проводимостей воздуха и увеличению интегральной поверхности частиц; при больших значениях влажности наблюдается рост полярных проводимостей и уменьшение интегральной поверхности аэрозоля. Указанный характер изменения

поверхности аэрозоля подтверждает предположение о том, что наличие заряда на аэрозольных частицах облегчает адсорбцию водяного пара, в результате чего наблюдается рост интегральной поверхности аэрозоля. Последующее убывание поверхности при больших влажностях связано, по-видимому, с коагуляцией увлажненных частиц.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев С. Д. и др. Влияние относительной влажности на аэрозольное ослабление оптической радиации в атмосфере.—«Изв. вузов, Физика», 1970, № 5, с. 54—57.
2. Георгиевский Ю. С., Розенберг Г. В. Влажность как фактор изменчивости аэрозоля.—«Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана», 1970, т. 9, № 2, с. 126.
3. Гирс С. П., Шишкин Н. С. Об электрических свойствах мелкокапельных конвективных облаков.—«Тр. ГГО», 1970, вып. 253.
4. Ивлев Л. С. Формирование спектра размеров аэрозольных частиц в приземном слое атмосферы.—«ДАН СССР», 1973, т. 210, № 2, с. 335—338.
5. Ивлев Л. С., Бурсакова Н. С., Суриков О. М. Измерения распределения атмосферного аэрозоля в приземном слое.—«Проблемы физики атмосферы», 1968, № 6, с. 77—78.
6. Ивлев Л. С., Одинцов О. А., Попова О. И. Оптические свойства атмосферного аэрозоля.—В кн.: Тр. Международного симпозиума по атмосферной радиации. Токио, 1972, с. 141—143.
7. Ивлев Л. С., Ионин В. А., Семова А. Ю. Вымывание аэрозоля в приземном слое атмосферы.—«Тр. ГГО», 1973, вып. 293, с. 161—172.
8. Розенберг Г. В. и др. Некоторые особенности распространения света в различных слоях атмосферы.—«Вестник АН СССР», 1970, № 2, с. 21.
9. Савченко А. В., Смирнов В. В. Исследование кинетики электризации облачной среды путем моделирования процесса в большой аэрозольной камере.—«Тр. ИЭМ», 1973, вып. 4(38), с. 3—28.
10. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество. Л., Гидрометеиздат, 1974, 420 с.
11. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М., «Мир», 1965, 140 с.
12. Попов Б. И. Метод измерения объемной концентрации пыли. Автореферат дисс. на соискание канд. техн. наук. Л., ЛИАП, 1974.
13. Лушников А. А., Смирнов В. И. Стационарная коагуляция и распределения частиц атмосферных аэрозолей по размерам.—«Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана», 1975, т. 11, № 2, с. 139—151.

С. П. Гирс, А. К. Жебровский, В. И. Стебин

ОБ ЭЛЕКТРОННОМИКРОСКОПИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ СУБСТРУКТУРЫ ЛЬДА

Введение. Появление твердой фазы воды в атмосфере играет большую роль в усилении электрических процессов в облаках.

Проведенные в последние годы исследования в области физики льда показывают, что на электризацию облачных частиц, связанную с наличием ледяных кристаллов и их морфологическими изменениями, определенное влияние может оказывать субструктура ледяных кристаллов, которая определяется условиями формирования льда в атмосфере.

Известно, что существует 10 модификаций льда, которые образуются при различных значениях температуры и давления [6]. В атмосферных условиях реализуется структура льда $I_{\text{л}}$, которая сохраняется во льду до температуры примерно -80°C .

Как показывают эксперименты, существование монокристаллов льда в атмосфере маловероятно, так как они формируются только при очень медленном замерзании воды. В реальных условиях независимо от типа фазового перехода (пар — жидкость — кристалл или пар — кристалл) образуются поликристаллы различными размерами зерен.

В настоящее время нет единого мнения о причинах образования субструктуры льда. По одним представлениям [2], мозаичность льда возникает в процессе роста кристаллов, когда их зародыши сначала растут в виде дендритов, а затем заполняются до полного кристалла. На гранях растущих кристаллов могут также адсорбироваться посторонние вещества, которые нарушают его правильный рост и создают границы раздела между отдельными кристалликами. По другим представлениям [3], в появлении мозаичности льда главную роль играет формирование новых зародышей около растущих кристалликов.

Размеры и форма зерен поликристаллического льда влияют на его свойства и в первую очередь на диэлектрические [8].

В работе [5] было установлено, что в зависимости от размеров зерен поликристаллического льда, полученного при заморажи-

ваний воды, существенно меняются диэлектрическая проницаемость и тангенс угла потерь образцов. Так, при уменьшении зерен примерно в 2 раза диэлектрические характеристики льда уменьшались на 30%. Размеры зерен поликристаллического льда в этих экспериментах менялись в зависимости от температуры образования образцов. С понижением температуры они уменьшались.

Очевидно, что исследования связи между сверхструктурой льда и условиями его образования будут способствовать изучению механизмов электризации в облаках при наличии в них кристаллов льда, изменения диэлектрических свойств которых могут влиять на переориентировку кристаллов во внешнем электрическом поле, на условия коронирования кристаллов и их коагуляцию. При этом особое внимание следует обратить на свойства сублимационного льда (которые до сих пор почти не изучены), образующегося при формировании грозových облаков.

Целью настоящей работы явилось исследование субструктур сублимационного льда, полученного при различных условиях. Для сравнения изучались также образцы, полученные при замораживании воды.

Существует несколько методов исследования субструктур кристаллов льда. К ним в первую очередь относятся методы рентгено- и электронографии.

Нами была проведена серия опытов с использованием прямого метода — электронномикроскопического. Структура образцов изучалась с помощью реплик.

Методика получения образцов и реплик. Выращивание образцов сублимационного льда проводилось следующим образом. В специально сконструированной вакуумной камере [4] предварительно устанавливался выбранный режим парциальных давлений паров воды и нейтральной газовой компоненты. Водяные пары конденсировались на поверхности, охлажденной до -78°C .

Для снятия реплик образец извлекался из вакуумной камеры и помещался в холодильник, где его температура поднималась от -78 до -5°C . Затем делался скол в нужной плоскости, чтобы реплика отражала не внешнюю, а внутреннюю часть образца, где зерна уже полностью сформировались. Для получения реплик использовался раствор коллодия в амилацетате. Этот материал удобен при работе со льдом, так как имеет точку замерзания ниже температуры, при которой получают реплику, и вместе с тем обладает малой вязкостью при этой температуре. Полученная поверхность скола подвергалась термическому травлению. Оно осуществлялось самим же раствором реплики, который предварительно охлаждался до температуры от -1 до -3°C , чтобы подведенное им тепло не вносило значительных искажений.

После высыхания пленки образец погружался в воду. Всплывшая реплика помещалась на сеточку, высушивалась, затем оттенялась хромом под углом 45° .

При получении образцов путем замораживания вода заливается в специальную ячейку, дном которой являлась посеребренная пластинка. Ячейка ставилась дном на хладоагент, в результате чего рост образца происходил снизу вверх. Методика получения репик была аналогичной вышеописанной.

Вода, используемая для экспериментов, имела во всех опытах низкую электропроводность, порядка $(2 \div 3) \cdot 10^{-6} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$.

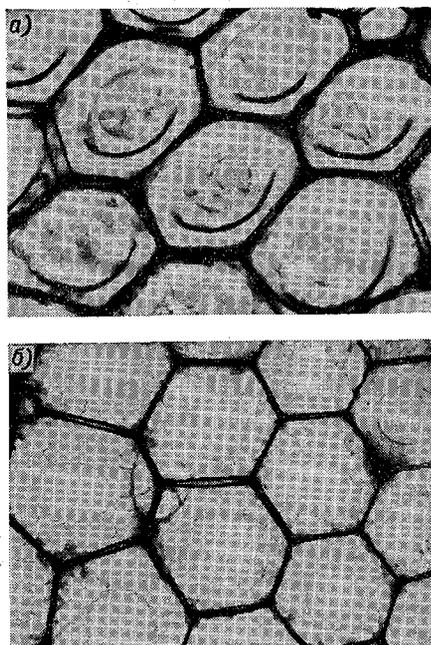


Рис. 1. Микрофотографии репик образцов сублимационного льда.

a — скол, параллельный плоскости сублимации, *б* — скол, перпендикулярный плоскости сублимации. Увеличение $15000\times$.

Результаты экспериментов. Субструктура сублимационного льда. На рис. 1 *a*, *б* представлены микрофотографии репик двух плоскостей сечения образцов сублимационного льда: скол, параллельный плоскости конденсации, и скол, перпендикулярный плоскости конденсации. Микрофотографии показывают, что структура сублимационного льда представляет собой координированную систему искаженных гексапараллелоэдров. Кристаллиты слегка вытянуты в направлении, перпендикулярном поверхности намораживания. Это, по-видимому, является одной из причин анизотропии теплофизических свойств льда (в эксперимен-

тах по определению теплопроводности полученных образцов установлено, что теплопроводность в направлении роста кристаллов в среднем на 11% выше, чем в направлении, параллельном по поверхности конденсации). Размеры зерен по диаметру составляют 0,5—2,5 мкм.

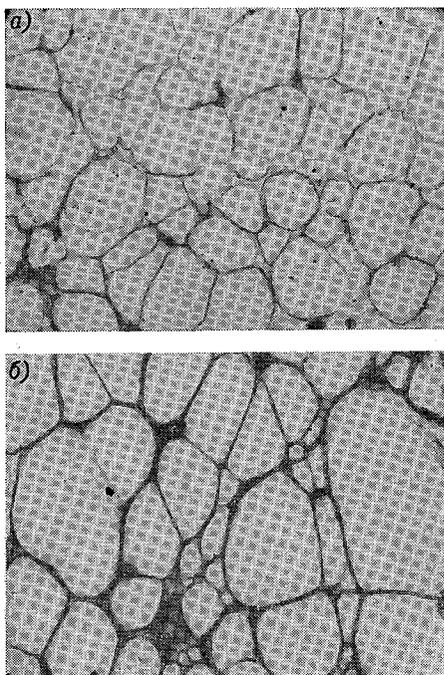


Рис. 2. Микрофотографии реплик, полученные с образцов льда, образованного при замерзании воды.

a — скол, параллельный плоскости замерзания, *б*) — скол, перпендикулярный плоскости замерзания. Увеличение 15300 \times .

На рис. 1 *a* отчетливо видны ступеньки роста. Высота ступенек, вычисленная по ширине тени и известному углу отражения, равна в среднем 0,05 мкм.

Как видно из рис. 1 *a, б*, температурное травление кристаллов льда вносит в получаемое изображение поверхности ряд особенностей. Травление кристаллов происходило неравномерно. Центры ячеек подвержены травлению меньше, чем их внешняя область. Действие травления основано на преимущественном расплавлении поверхности на дефектах. Одним из важнейших видов дефектов в твердых телах являются зоны межкристаллитных сочленений —

межкристаллитные границы. На рис. 1 б некоторые границы между гексагональными ячейками выделены. Это объясняется тем, что на заключительной стадии термического травления при кристаллизации образовавшейся во время травления и не удаленной воды в вытравленной лунке между ячейками образуется гребень. Методикой травления также связаны окружности внутри гексагональных ячеек, которые видны на рис. 1 б.

На рис. 2 а, б представлены микрофотографии поверхностей колонов в тех же плоскостях, что и на рис. 1 а, б образцов льда, полученных при замораживании воды. Видно, что субструктура льда

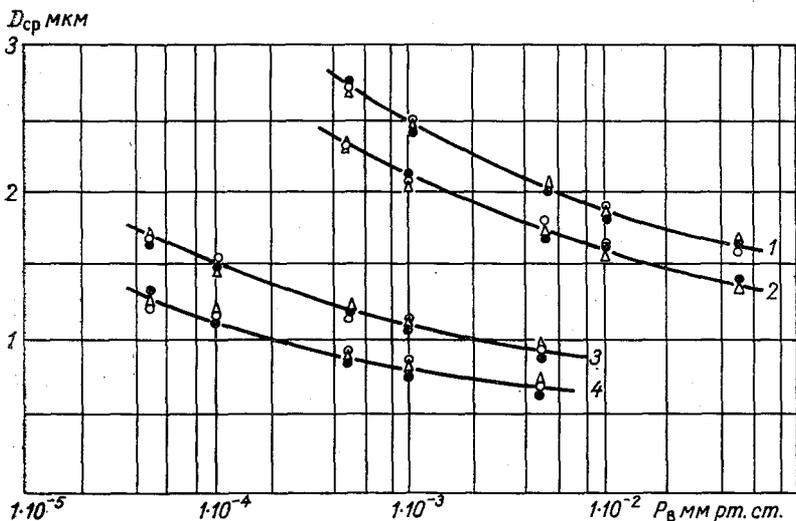


Рис. 3. Зависимости среднего диаметра зерен от парциального давления остаточных неконденсирующихся газов при различном давлении паров воды.

1) $5 \cdot 10^{-2}$; 2) $5 \cdot 10^{-3}$; 3) $5 \cdot 10^{-4}$; 4) $5 \cdot 10^{-5}$ мм рт. ст.

также является мозаичной, но зерна, в отличие от зерен сублимационного льда, имеют менее совершенную огранку и большой разброс по размерам, 0,18—1,6 мкм.

Зависимость субструктуры сублимационного льда от условий его формирования. Зависимость субструктуры сублимационного льда от условий формирования исследовалась при одной и той же температуре образцов -78°C и парциальном давлении паров воды P_n и остаточных неконденсирующихся газов P_v от $1 \cdot 10^{-2}$ до $1 \cdot 10^{-5}$ мм рт. ст.

Нами было проведено четыре серии опытов. В каждой из серий образцы вырабатывались при постоянном P_n и изменяющемся от образца к образцу P_v . Количественные результаты зависимости среднего диаметра D_{cp} зерен от парциального давления нейтраль-

ной газовой компоненты в процессе роста образцов при данном давлении паров воды представлены на рис. 3. Как видно из рис. 3 повышение давления пара приводит к укрупнению зерен льда, при увеличении же давления остаточных неконденсированных газов средний диаметр зерен, наоборот, уменьшается.

Полученные результаты могут быть объяснены следующим образом. Рост кристаллов льда может происходить как за счет непосредственного присоединения молекул водяного пара, попадающих на их поверхность из паровой фазы, так и за счет присоединения молекул, мигрирующих по поверхности [1]. При понижении температуры поверхности поверхностная диффузия атомов подавляется [7]. Это приводит к тому, что атомы не могут мигрировать далеко от места соударения. В предельном случае, поскольку первоначальное распределение атомов на поверхности совершенно случайно, лед должен иметь разупорядоченную структуру. На практике этот случай, видимо, реализуется при образовании аморфного льда, т. е. при температурах ниже -160°C .

Упорядоченная структура льда, получаемого в наших опытах свидетельствует о том, что адсорбированные молекулы водяного пара мигрируют по поверхности, прежде чем прийти в термическое равновесие с подложкой. Увеличение парциального давления водяного пара и понижение парциального давления неконденсирующихся остаточных газов ведет к увеличению скорости сублимации, что в свою очередь повышает температуру поверхности роста за счет выделяющейся теплоты сублимации. Увеличение температуры поверхности в свою очередь вызывает активацию процесса миграции адсорбированных молекул, что приводит в конечном счете к уменьшению плотности зародышевых состояний. Размеры отдельных зерен определяются численной плотностью их зародышей на растущей поверхности, при уменьшении плотности зародышей зерна получают возможность вырастать до больших размеров.

Заключение

Проведенные исследования изменения субструктуры сублимационного льда показали, что размеры зерен поликристаллического льда зависят как от давления паров воды, так и от давления в окружающей атмосфере.

Следуя полученной ранее зависимости диэлектрической проницаемости льда от размера зерен, можно сделать вывод о том, что чем быстрее будет рост ледяных частиц, тем больше будет диэлектрическая проницаемость этих кристаллов.

Подобный же эффект вызывает и понижение давления окружающего воздуха. Следовательно, диэлектрические характеристики ледяных частиц будут зависеть от условий образования их в облаке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Варма А. Рост кристаллов и дислокации. М., Изд. иностр. лит., 1958, 211 с.
- Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. М., 1954, 411 с.
- Лавров В. В. Деформация и прочность льда. Л., Гидрометеиздат, 1969, 206 с.
- Недостаев В. Н., Жебровский А. К. Методика исследования электрических свойств льда, образованного в вакууме.—«Тр. ААНИИ», 1974, т. 324, с. 33—41.
- Недостаев В. Н., Жебровский А. К., Стебин В. И. Влияние субструктуры льда на его электрические свойства.—«Тр. ААНИИ», 1974, т. 324, с. 42—45.
- Уолли Е. Проблемы структуры льда.—В кн.: Физика льда. Л., Гидрометеиздат, 1973, с. 11—19.
- Хирс Д. П., Паунд Г. М. Испарение и конденсация. М., «Металлургия», 1966.
- Хофлов Г. П. Исследование электрических характеристик пресного льда на различных моделях его текстур.—«Тр. ААНИИ», 1970, т. 295, с. 22—27.

В. Г. Морачевский, Н. А. Дубрович, А. Г. Попов

ПРОЦЕССЫ ГЕТЕРОГЕННОГО ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ И ЭНЕРГЕТИКА АДСОРБЦИИ

Введение. Как известно, общей теории гетерогенного льдообразования в настоящее время не имеется. Первые гипотезы, объяснявшие льдообразующую активность кристаллическим подобием реагента и льда и эпитаксиальным ростом гетерогенных ледяных зародышей, большинством исследователей ныне признаются несостоятельными. Это стало особенно очевидным после открытия Г. М. Башкировой и П. Н. Красиковым [1] льдообразующей активности органических соединений. В последних работах Гартена и Хеда [2], Парунго и Лоджа [3], Корина и Нельсона [4], Цетльмойера [5] для объяснения льдообразующей активности привлекается не только кристаллическая структура реагента, но различные аспекты структуры адсорбционных слоев. Однако каждая из предложенных теорий удовлетворительно подходит лишь к какому-то ограниченному классу соединений. Термодинамическая теория активности льдообразующих реагентов, развиваемая, в частности, на кафедре экспериментальной физики атмосферы ЛГМИ под руководством Л. Г. Качурина [6], также носит феноменологический характер. В настоящее время большинство исследователей полагают, что единая теория, объясняющая механизм льдообразующей активности, может быть создана лишь на основе дальнейшего подробного и глубокого анализа структуры адсорбционного слоя воды на поверхности реагентов. Эти исследования необходимо дополнить изучением термодинамических условий фазового перехода конденсированного слоя вода—лед на поверхности реагента.

Целью настоящей работы являлось выяснение природы льдообразующей активности нерастворимых соединений, эффективность которых проявляется в характере сил, связывающих молекулы воды с поверхностью этих веществ. Была поставлена задача найти связь между структурой и энергетическими характеристиками адсорбированных молекул воды и льдообразующей активностью реагентов. Была исследована адсорбция воды и аммиака на по-

ерхностях солей иодистого серебра, иодистого свинца и ряда других галогенидов этих металлов. Использовались прямые структурные методы анализа — инфракрасная (ИК) спектроскопия ядерный магнитный резонанс (ЯМР).

Результаты классических методов исследования адсорбции (каориметрические, дилатометрические и весовые) ранее широко спользовались для изучения этой проблемы, но не дали однозначного результата. Используя эти методы, основанные на исследовании адсорбционных равновесий и кинетики реакций, можно оперировать осредненными макроскопическими характеристиками взаимодействия в системе газ — твердое тело, тогда как спектроскопические методы позволяют непосредственно перейти к изучению элементарного акта адсорбции.

Экспериментальная часть работы. При спектроскопических исследованиях протонно-акцепторных свойств поверхности катализатора обычно не ставится задача точного определения температуры и влажности на поверхности образца. В наших предыдущих исследованиях [7] такая задача также не ставилась. Но для полного понимания процессов, связанных с гетерогенным фазовым переходом, необходимо с достаточной точностью знать температуру и давление паров воды на поверхности адсорбента. Игнорирование значений названных величин может внести неточности результаты эксперимента (8). Для учета влажности и контроля температуры потребовалось значительно усовершенствовать экспериментальную методику. Была создана низкотемпературная вакуумная кювета, позволившая проводить исследование адсорбции при температуре от -80 до $+50^{\circ}\text{C}$. Вакуумная установка позволяла создавать в рабочем объеме камеры вакуум до 10^{-5} торр. Количество водяного пара, поступавшего в рабочий объем, тщательно контролировалось. Для того чтобы избежать больших градиентов температуры, система охлаждения подключалась непосредственно к пластинке, на которой находился образец, так, то самой низкотемпературной областью в камере была поверхность образца, температура которой измерялась термопарой.

Для спектральных исследований было использовано несколько методов приготовления образцов:

1) образцы получали путем прессования реагента в таблетки, обладающие достаточной прозрачностью для ИК излучения. Такие таблетки мало рассеивают свет и удобны для укрепления в вертикальном положении перпендикулярно лучу спектрофотометра. Этот способ очень удобен при наличии мелкодисперсных порошков, не спекающихся во время выдержки образца в вакууме при высокой температуре ($100-300^{\circ}\text{C}$), что необходимо для удаления газов и паров, адсорбированных из атмосферы;

2) образцы получали сублимацией солей в атмосфере нейтрального газа (азота). Варьируя скорость потока азота и температуру озгонки, можно получить мелкодисперсный золь галогенидов серебра и свинца со средним радиусом частиц около 1 мкм. Конст-

рукция кюветы позволяла напылять полученный золь на охлажденную подложку.

При сравнении спектров адсорбции воды на напыленные и прессованные образцах одного и того же реагента качественные изменений не наблюдалось.

В работе использовался двухлучевой ИК спектрофотометр CUR-20, Цейсс-Иена с призмами LiF и NaCl, разрешение прибора $\pm 4 \text{ см}^{-1}$. Спектры ЯМР были сняты на импульсном ЯМР спектрометре фирмы «Брукер».

Спектроскопические методы наиболее эффективны для исследования строения и взаимодействия молекул. В частности ИК спектры молекул очень чувствительны к образованию водородной связи, которая, как предполагают [2, 3, 9, 10], играет существенную роль в замерзании воды на поверхности льдообразующих реагентов. Широко применяются эти методы и для изучения координационной связи.

Объектами исследования служили наиболее бесспорно действующие реагенты AgI и PbI₂, а для сравнения и выявления роли катиона и аниона кристаллической решетки использовались AgCl, AgBr, PbCl₂, PbBr₂. Ниже приводятся данные о льдообразующей активности исследованных веществ:

Вещество	AgI	PbI ₂	AgBr	AgCl	PbBr ₂	PbCl ₂
Пороговая температура, °С	-4	-6	-13	-12,5	-8	-15

При выполнении работы были неоднократно сняты спектры колебания молекул воды, адсорбированных на перечисленных веществах.

Результаты экспериментов. Молекула воды, которую схематически можно представить как тетраэдр, способна образовывать как водородные связи, так и координационную связь. Инфракрасные спектры позволяют не только определить тип и количество связей образованных отдельной молекулой воды с поверхностью адсорбента, но и агрегатное состояние ансамбля молекул. При изменении агрегатного состояния изменяются как частоты, так и полуширины полос поглощения валентных колебаний молекулы воды. Наиболее характерные изменения в ИК спектрах поглощения при фазовых переходах воды происходят с полушириной полосы, которая скачкообразно меняется от 250 до 50 см^{-1} для льда. Дополняя данные по измерению полуширины полосы данными наблюдений за сдвигом максимума поглощения ($\Delta\nu=100 \text{ см}^{-1}$), можно с достаточной уверенностью различать жидкую и твердую фазы воды.

Результаты экспериментов с напыленными образцами AgI приведены на рис. 1 и 2. При малых давлениях насыщенного пара воды (1 торр) в области валентных колебаний воды наблюдается одна широкая полоса с максимумом 3390 см^{-1} . Положение и форма полосы заметно не меняется при понижении температуры до -20°C . При увеличении давления паров воды (до 10 торр) на образце, имеющем комнатную температуру, никаких характерных

зменений в спектре не происходит, а на охлажденном образце является второй максимум, 3210 см^{-1} . При облучении образца Φ светом при постоянной относительной влажности $P/P_0=0,8$ спектральная картина постепенно меняется. В области 3280 см^{-1} является новая полоса поглощения. После значительной дозы Φ облучения в спектре становится заметной узкая полоса поглощения 3760 см^{-1} , характерная для образования изолированных гидроокислов.

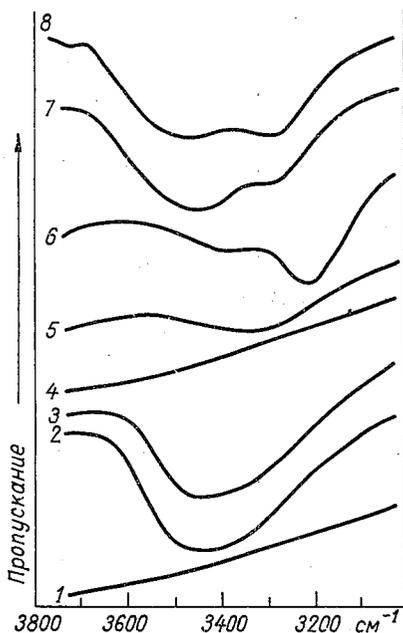


Рис. 1. Спектры поглощения воды, адсорбированной на образце AgI.

— исходный образец (вакуум 10^{-5} торр),
 2 — образец после адсорбции H_2O (14 торр),
 3 — тот же образец, давление паров H_2O 1 торр,
 4 — тот же образец после откачки при 20°C ,
 5 — образец после адсорбции H_2O (2 торр), температура образца -20°C ,
 6 — тот же образец, давление паров H_2O 8 торр,
 7 — образец после адсорбции H_2O (4 торр) и облучения УФ светом в течение 30 мин,
 8 — тот же образец после облучения УФ светом в течение 1 ч.

Наличие в спектре воды, адсорбированной на образце AgI, одной широкой валентной полосы можно связать с присутствием на поверхности кристалла водородно-связанных недиссоциированных молекул воды, симметрия которых не нарушена. При понижении температуры образца в малых покрытиях образование структуры льда на поверхности AgI не наблюдалось и только при дальнейшей адсорбции образуется ледяная фаза, одновременно с которой остается не зафиксированная пленка воды. Присутствие наряду с молекулами воды, образующими структуру льда, «жидкой» подвижной воды на поверхностях различных адсорбентов отмечалось ранее В. Н. Квливидзе.

Сопоставляя спектры адсорбции воды на AgI, облученном УФ светом, с зависимостью льдообразующей активности от УФ облучения, полученной Мейсоном [12], можно сделать вывод о том, что эффективность реагента находится в тесной связи с наруше-

нием симметрии молекулы воды в силовом поле кристалла реагента. С возрастанием асимметрии и энергии взаимодействия молекулы воды с адсорбционными центрами поверхности реагента уменьшается эффективность его воздействия.

При адсорбции молекул воды на напыленных образцах Рb (давление паров воды 1 торр) наблюдались две полосы поглощения в области валентных колебаний ОН: узкая высокочастотная

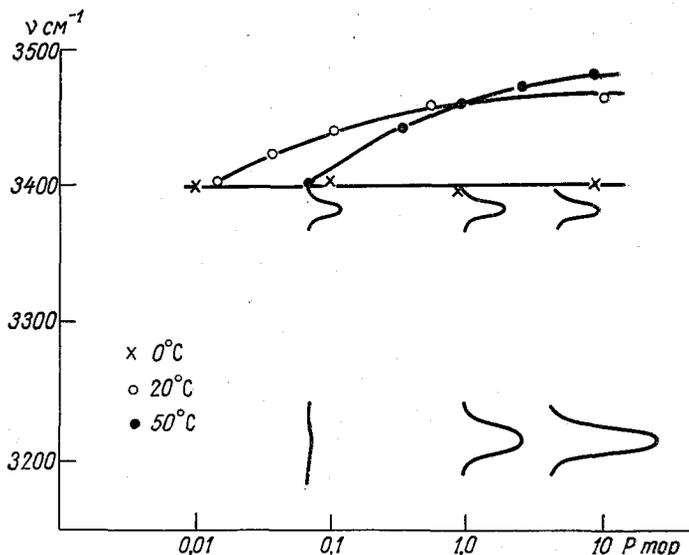


Рис. 2. Положение полос поглощения адсорбированной воды на AgI в зависимости от давления и температуры.

При отрицательных температурах схематически изображены видимые раздельно в спектрах полосы адсорбированной воды и льда.

3600 см^{-1} и широкая низкочастотная 3500 см^{-1} . При увеличении давления паров воды до 100 торр обе полосы маскировались широкой полосой с максимумом 3450 см^{-1} .

Полученный результат можно объяснить образованием молекул воды (при малых покрытиях) двух связей с поверхностью — координационной и водородной одновременно.

Последующие адсорбированные молекулы воды образуют между собой водородные связи. При отрицательных температурах наблюдаются одновременно полосы, характерные как для подвижной воды, так и для молекул, образующих структуру льда.

Для сравнения катиона и аниона кристаллической решетки выявления их роли в льдообразовании и для поиска вида корреляционной зависимости между поверхностными свойствами и льдообразующей активностью реагента исследовались другие галогениды серебра и свинца. Для этих реагентов, спектры адсорбции

ды на которых описаны в табл. 1, возрастает асимметрия адсорбированных молекул воды под воздействием силового поля кристалла, о чем свидетельствует увеличивающаяся разница между стотами симметричного и асимметричного колебаний молекул ды. Возрастает также и сила связи молекул с поверхностью, что подтверждается увеличением температуры десорбции воды с поверхностью реагента.

Таблица 1

Частоты поглощения адсорбированной воды на различных льдообразующих реагентах

Реагент	Частота колебаний, см ⁻¹			Температура десорбции воды, °С
	ν_3	ν_2	ν_1	
AgI	1620	— 3450	—	20
AgBr	1642	3380	3590	250
AgCl	1645	3404	3505	200
PbI ₂	—	3500	3600	100
PbBr ₂	1615	3400	3570	100
PbCl ₂	1650	3340	3370	20

Помимо непосредственного исследования адсорбции воды, представлялось целесообразным изучить адсорбцию аммиака на избранных реагентах. Это позволяет с большей уверенностью

Таблица 2

Частоты поглощения адсорбированного аммиака на различных льдообразующих реагентах

Реагент	Частота колебаний, см ⁻¹				Температура десорбции аммиака, °С
	ν_1	ν_2	ν_3	ν_4	
NH ₃ газообразный	3337	968	3443	1626	
AgI	3270	1150	3360	1620	20
AgBr	3245	1215	3330	1610	20
AgCl	3260	1240	3345	1605	120
PbI ₂	3238	1170	3343	1585	20
PbBr ₂	3234	1195	3330	1500	60
PbCl ₂	3234	1210	3338	1615	100

Примечание. ν_1 — колебание симметричное валентное, ν_2 — симметричное деформационное, ν_3 — антисимметричное валентное, ν_4 — антисимметричное деформационное.

идентифицировать силовые центры поверхности. Результаты адсорбции аммиака (табл. 2) свидетельствуют об увеличении связи этой молекулы с поверхностными центрами солей галогенидов от иодидов соответственно к бромидам и хлоридам, а так же при замене катиона серебра катионом свинца.

Спектр ядерного магнитного резонанса воды, адсорбированной на образце AgI при комнатной температуре, состоит из одной узкой линии 0,1 Гс, что означает наличие у молекул воды не только вращательной, но и поступательной степени свободы. Сигнал воды 0,7 Гс, адсорбированной на облученном образце AgI, ширины сигнала от молекул воды адсорбированных на не облученном образце.

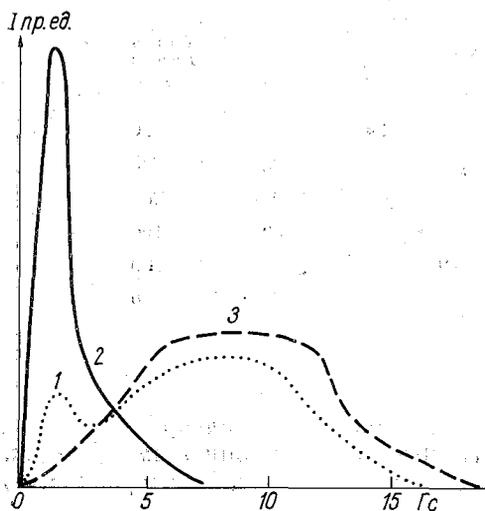


Рис. 3. Спектры ЯМР AgI при -20°C и 100% влажности.

1 — не облученный образец, 2 — облученный образец, 3 — спектр поликристаллического льда.

нал; другая — группа молекул, дающая широкий компонент сигнала, скорее всего образует ледяную структуру.

Снятые нами ЯМР спектры протонов воды, адсорбированной на облученных и необлученных образцах иодистого серебра, показали, что на необлученном образце наблюдается фазовый переход вода — лед в конденсированном слое воды, характеризующийся заметным увеличением ширины сигнала. На образце, подвергнутом длительному ультрафиолетовому облучению, преобладают квазиподвижные молекулы воды, не образующие ледяной структуры, о чем свидетельствует сохранение узкого сигнала в ЯМР спектре адсорбированных молекул (рис. 3).

На основании этого можно сделать важный вывод: подвижность молекул воды, адсорбированных AgI, уменьшается по мере облучения образца. Данный вывод совместно с результатами Мейсона, изучавшего влияние УФ-излучения льдообразующую активность AgI, дает основание предположить высокую подвижность молекул воды на поверхности эффективно льдообразующих реагентов.

Обычно при отрицательных температурах адсорбированная вода ведет себя как двухфазная система. Одна фаза — подвижные молекулы, дающие узкий сигнал;

Выводы

Основные результаты проведенного цикла работ можно свести следующему.

1. Усовершенствование методики исследований позволило нам очнить и дополнить полученные ранее результаты [7]. Выводы, сделанные ранее, в целом подтвердились. В настоящее время мы уверенностью можем утверждать, что необходимыми условиями активности льдообразующих реагентов являются: а) наличие водородной связи между парными протоноакцепторными центрами верхности реагента и адсорбированными молекулами воды, сравнительно высокая подвижность и ненарушенная симметрия адсорбированных молекул воды.

2. Прецезионный контроль температуры и влажности позволил обнаружить, что при температуре от -80 до $+20^{\circ}\text{C}$ первые молекулы воды, адсорбированной поверхностью активного реагента, поглощают инфракрасное излучение точно так же, как жидкая вода при температуре 0°C . Этот вывод подтвердил и ЯМР спектры образцов.

3. Как известно, требования конфигурационной энтропии на границе раздела ледяной зародыш — вода удовлетворяются благодаря постепенному переходу от упорядоченной кристаллической структуры к частично упорядоченной структуре жидкости. На поверхности льда при отрицательных температурах также обнаруживается этот квазижидкий переходный слой [13]. На основании данных эксперимента можно предположить, что гетерогенный ледяной зародыш по своим адсорбционным характеристикам соответствует не внутренним упорядоченным кристаллическим характеристикам льда, а внешним жидкоподобным характеристикам того переходного слоя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Башкирова Г. М., Красиков П. Н. Опыты по изучению некоторых веществ в качестве реагентов кристаллизации переохлажденного тумана.—«Тр. ГГО», 1957, вып. 72, с. 118—124.
- Garten V. A., Head R. B. A theoretical basis of ice nucleating by organic crystals. *Nature*, 1965, vol. 205, p. 160—162.
- Parungo F. P., Lodge I. P. Freezing of aqueous solutions of non-polar gases.—*J. Atm. Sci.*, 1967, vol. 24, p. 439—441.
- Corrin M. L., Nelson I. A. The adsorption of water vapor on „Doped” Silver Iodide.—*J. Atm. Sci.*, 1967, vol. 24, p. 530—532.
- Zettlemoyer A. C. Hydrophobic surface.—*J. Coll. Interface Sci.*, 1968, vol. 28, p. 343—389.
- Качурин А. Г., Медалиев Х. Х., Быкова Н. Д. Механизм кристаллизующего действия реагентов типа AgI.—«Тр. ЛГМИ», 1970, вып. 39, с. 131—138.
- Дубровин Н. А. и др. О роли адсорбции в гетерогенном замерзании воды.—«ДАН СССР», 1973, том 208, с. 885—889.
- Баханова Р. А., Киселев В. И. ИК-спектры поглощения воды, адсорбированной на некоторых льдообразующих реагентах, и их связь с льдообразующей активностью.—«Тр. УкрНИГМИ», 1972, вып. 114, с. 64—72.

9. Hallet I. Field and laboratory observation of ice crystal growth from vapour.—, *J. Atm. Sci.*, 1965, vol. 22, p. 64—67.
10. Плауде О. Н., Соловьев А. Д. Органические льдообразующие вещества. Обнинск, изд. ИЭМ, 1972. 47 с.
11. Ford T. A., Falk M. Hydrogen bonding in water and ice. *Can.—J. Chem.* 1968, vol. 46, p. 3579—3584.
12. Bryant W. G., Mason B. I. Photodeactivation of silver iodide. *Quart. J. Roy. Met.*, 1960, vol. 86, p. 354—357.
13. Ушакова Л. А., Квливидзе В. И., Склянкин А. А. О возможности существования квазижидкой пленки на поверхности ледяных кристаллов при отрицательных температурах.— В кн.: Связанная вода в дисперсных системах. Вып. 1. М., Изд. МГУ, 1970, с. 1955—165.

Б. З. Горбунов, К. П. Куценогий

ВЛИЯНИЕ ДИСПЕРСНОСТИ АЭРОЗОЛЕЙ НА ИХ ЛЬДООБРАЗУЮЩУЮ АКТИВНОСТЬ

В качестве меры льдообразующей активности на первоначальном этапе отбора реагентов для воздействия на облака и туманы обычно используют пороговую температуру [1]. После отбора льдообразующих веществ следует поиск способа диспергирования. Информацию об эффективности диспергирования, как правило, извлекают из отношения количества кристаллов льда к массе введенного в туман реагента (N).

Уже на первом этапе исследования обнаруживается очень значительное различие данных о пороговой температуре, полученных разными авторами [1, 2]. В еще большей степени увеличиваются расхождения между результатами экспериментов, в которых определяется количество ледяных кристаллов, рассчитанное на 1 г реагента. Для любого исследованного вещества данные разных авторов часто расходятся на несколько порядков величины [1—6]. Из-за того, что пока полностью не исследована природа фазовых превращений вообще и перехода переохлажденной воды в лед, в частности, не представляется возможным дать окончательную количественную оценку всей совокупности огромного экспериментального материала. Возможен лишь эмпирический подход к анализу литературных данных. Таким образом, цель настоящей работы сводится к выяснению наиболее существенных факторов, влияющих на точность определения льдообразующей активности в лабораторных условиях.

Рассмотрим различные методики определения льдообразующей активности. Для удобства обсуждения при анализе экспериментальных данных будем исходить из феноменологической теории Флетчера [1]. Согласно этой теории, вероятность появления ледяного зародыша на плоской поверхности определяется одним параметром — краевым углом смачивания. Пороговая температура, казалось бы, должна однозначно определяться данной величиной, которая содержит всю информацию о свойствах поверхности гетерогенного зародыша. Однако любая поверхность неоднородна. На-

личие дефектов поверхности, микротрещин, случайных загрязнений приводит к локальному изменению льдообразующих свойств поверхности. Следовательно, на поверхности реагента будут существовать такие участки, где ледяной зародыш будет образовываться легче, чем на остальных. На этих участках зародыш должен появиться при меньших переохлаждениях [7—9]. Таким образом эксперименты по определению пороговой температуры образования ледяных кристаллов на поверхности макроскопических образцов реагента должны давать сведения о льдообразующих свойствах не всей поверхности, а лишь наиболее активной части ее. Поэтому они могут служить лишь верхней оценкой для пороговой температуры поверхности в целом.

Определение пороговой температуры вещества в аэрозольной состоянии тоже имеет свои недостатки. Они вызваны учетом влияния дисперсного состава аэрозоля на результат эксперимента. Кроме значения краевого угла, на вероятность образования ледяного зародыша сильно влияет размер частиц [1]. По мере уменьшения частиц начиная с некоторого размера (так называемого критического) вероятность образования ледяного кристалла на частице реагента резко падает. Размер критического зародыша существенно зависит от переохлаждения и растет с увеличением температуры. Таким образом, для каждого размера частиц существует своя пороговая температура появления ледяных кристаллов. Чем выше степень диспергирования, тем ниже пороговая температура. Однако из экспериментов с реальным немонодисперсным аэрозолем очень трудно получить значение пороговой температуры. Обычно в подобных опытах под пороговой температурой понимают такую, при которой число образованных ледяных кристаллов составляет некоторую долю от числа введенных в холодильную камеру аэрозольных частиц [10]. Ясно, что такой критерий характеризует эффективность не всего ансамбля частиц, а лишь наиболее грубодисперсной части его. Следовательно, в случае немонодисперсного аэрозоля пороговая температура не может служить количественной характеристикой льдообразующих свойств вещества.

Рассмотрим другую характеристику льдообразующей активности — число ледяных кристаллов, рассчитываемое на 1 г реагента. Эта величина очень удобна при решении практических задач, поскольку оптимальный расход реагента при воздействии на переохлажденные облака обратно пропорционален количеству активных (льдообразующих) частиц, образующихся в расчете на единицу массы реагента [11, 12]. Именно этим вызвано большое число разнообразных исследований, направленных на определение величины N . Существенным недостатком большинства этих работ является отсутствие каких-либо сведений о дисперсном составе образующихся аэрозолей. В то же время относительно небольшое значение N разные авторы, как правило, связывают с недостаточной степенью диспергирования реагентов. Этот вывод основывается на том, что для веществ с высокой пороговой температурой кри-

ический размер ядер будет очень малым при низких температурах. Следовательно, вещество в высокодисперсном состоянии будет активно и даст большое количество ледяных кристаллов. Однако количественной проверки важности степени диспергирования с тех пор не было произведено.

В настоящей работе аэрозоль иодистого серебра получали в генераторе термоконденсационного типа при температуре в печи, которой находился тигель с реагентом, $550-700^{\circ}\text{C}$ [13]. Ледяные кристаллы образовывались в изотермической холодильной камере объемом 300 л. Переохлажденный туман возникал при науске в холодильную камеру горячего пара воды. Дисперсный состав аэрозолей, напускаемых в камеру, контролировался с помощью электронного микроскопа ЭММА (г. Сумы). Число ледяных кристаллов в расчете на 1 г реагента определялось при -10 — -20°C . Результаты, полученные в настоящей работе, обсудим ниже.

Для проверки важности степени диспергирования наряду данными, полученными в настоящей работе, широко используются имеющиеся в литературе результаты. Рассмотрим экспериментальный материал по определению N . Виды зависимостей от температуры, сообщаемые разными авторами, подобны друг другу [1—6]. Для всех веществ, согласно теории Флетчера, повышение температуры приводит сначала к слабому, а затем к сильному снижению величины N . Однако сходство в поведении N носит лишь качественный характер, а абсолютные значения чисел ледяных кристаллов, рассчитанные на 1 г реагента, у разных авторов сильно различаются. В то же время воспроизводимость определения N по данным каждого автора значительно лучше [1, 14, 15]. Можно думать, что основные причины столь разительных различий носят не случайный характер и будут одними и теми же независимо от используемого реагента. Поэтому основное внимание в дальнейшем будем уделять анализу результатов определения абсолютных величин N для одного из наиболее эффективных и наиболее подробно исследованных реагентов — иодистого серебра. Расхождение в данных различных авторов хорошо видно на рис. 1. При температуре тумана -20°C значение N изменяется от $5 \cdot 10^{12} \text{ г}^{-1}$ [16] до $5 \cdot 10^{16} \text{ г}^{-1}$ [1]; при температуре -15°C разброс еще больше: от $6,8 \cdot 10^{10} \text{ г}^{-1}$ [16] до $6,3 \cdot 10^{15} \text{ г}^{-1}$ [1]. Особенно большие различия при температуре тумана -10°C . Здесь расхождение в данных разных авторов составляет более 5 порядков величины, от $1,2 \cdot 10^9 \text{ г}^{-1}$ [17] до $1,3 \cdot 10^{14} \text{ г}^{-1}$ [18]. Такой большой разброс данных препятствует использованию N для количественной оценки льдообразующей активности реагентов. Создается впечатление, что при проведении экспериментов не учитываются какие-то факторы, сильно влияющие на льдообразующую активность.

Ошибка в определении числа ледяных кристаллов в расчете на 1 г иодистого серебра может появиться в результате следующих факторов: несовершенства аппаратуры, используемой для прояв-

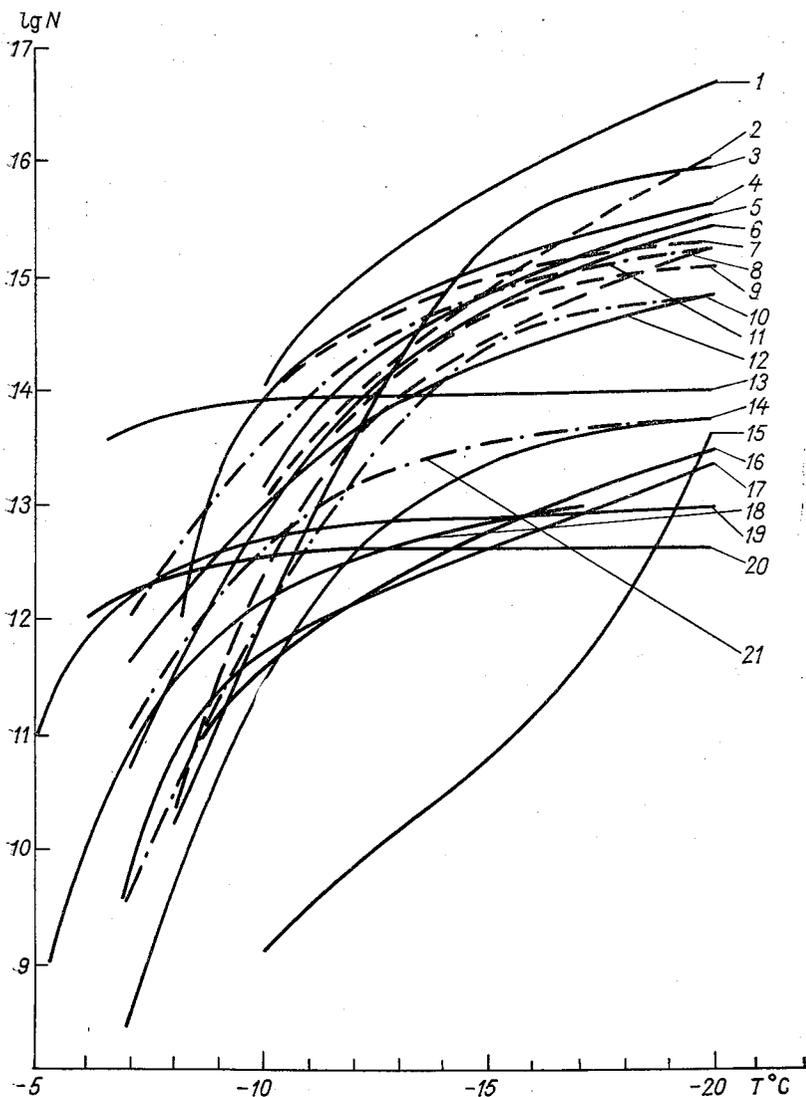


Рис. 1. Зависимость от температуры логарифма количества ледяных кристаллов, образующихся в результате воздействия иодистым серебром на переохлажденный туман.

1 — испарение с проволоочки [2], 2 — сжигание ацетонового раствора в водородной горелке [33], 3 — сжигание ацетонового раствора в пропановой горелке [35], 4 — сжигание ацетонового раствора в воздухе [27], 5 — сжигание шнура, пропитанного ацетоновым раствором [35], 6 — сжигание ацетонового раствора в ацетоновой горелке [35], 7 — сжигание аммиачного раствора [18], 8 — сжигание ацетиленового раствора в пропановом пламени [35], 9 — сжигание угля, пропитанного ацетоновым раствором [36], 10 — сжигание ацетонового раствора в пропановой горелке [35], 11 — сжигание ацетонового раствора в водородной горелке [23], 12 — генератор Скайфайе [35], 13 — сжигание в пламени вольтовой дуги [16], 14 — сжигание ацетонового раствора [20], 15 — взрыв шнура, пропитанного ацетоновым раствором [35], 16 — сжигание ацетонового раствора в пропановой горелке [35], 17 — возгонка в кварцевой трубке [20], 18 — пиротехническая смесь [37], 19 — пиротехническая смесь [2], 20 — возгонка с электроспиралью [16], 21 — сжигание ацетонового раствора в керосиновой горелке [23].

нения ледяных зародышей и регистрации ледяных кристаллов, не- точности определения массы введенного в туман реагента, изме- нения химического состава и структуры поверхности частиц аэро- золя и влияния дисперсности аэрозолей. Рассмотрим, сколь суще- ственно влияние каждого из этих факторов на величину N .

1. Аппаратура, регистрирующая ледяные кристаллы. В работе Глауде [2] показано, что градиент температуры воздуха в холо- дильной камере не может приводить к сильному искажению чис- ла ледяных кристаллов, рассчитанного на 1 г реагента. Сравне- нию такого типа аппаратуры различной конструкции была специ- ально посвящена работа Второй международной школы по ядрам конденсации и кристаллизации [14]. Было выяснено, что в боль- шинстве случаев результаты по определению льдообразующей ак- тивности одного и того же аэрозоля, полученные в холодильных камерах самых разных конструкций, отличаются друг от друга го- раздо меньше, чем данные разных авторов, приведенные на рис. 1. Влияние влажности и водности тумана на величину N также ве- лико [2, 19, 20]. Таким образом, указанный фактор, по-видимому, не может быть причиной расхождения экспериментальных резуль- татов.

2. Точность определения массы введенного в туман реагента. В литературе не описаны прямые эксперименты, позволяющие кор- ректно оценить правильность измерения массы введенного в туман высокодисперсного аэрозоля. Тем не менее, когда известен дис- персный состав аэрозоля, можно получить сведения о точности измерения массы. Зная дисперсность, можно вычислить число ча- стиц, производимых из 1 г вещества, а для частиц размером боль- ше критического оно должно совпадать с числом ледяных кри- сталлов, образующихся из 1 г вещества [1]. В этом случае разли- ца между числом ледяных кристаллов и числом частиц будет вызвана ошибками определения массы и дисперсного состава ре- агента. Таким образом это расхождение будет верхней оценкой ошибки определения массы реагента. Критический диаметр ча- стиц иодистого серебра при -20°C не превосходит 400Å [10, 21, 22]. Исходя из данных работ [2, 16, 20, 23, 24], в которых исполь- зовался аэрозоль со счетно-массовым диаметром частиц больше 1500Å , мы вычислили количества частиц, образуемых из 1 г иодистого серебра. Сопоставление этих значений с числом ледяных кристаллов, образуемых соответствующими аэрозолями, показало, что ошибка в определении массы сравнительно невелика (не бо- лее чем в 5 раз). Таким образом, данная причина не может объяснить расхождение результатов, полученных разными авто- рами.

3. Влияние химического состава и структуры частиц аэрозоля. Одним из наиболее распространенных способов получения актив- ного аэрозоля является сжигание ацетоновых растворов иодистого серебра с иодидами калия, натрия или аммония. При этом обра- зуются частицы, состоящие не из иодистого серебра, а из смеси его с тем или иным иодидом [5, 9, 20, 25]. Льдообразующая актив-

ность аэрозолей, содержащих растворимые компоненты, значительно ниже активности чистого вещества [1, 26]. Химический состав частиц может меняться и при образовании аэрозолей из гонкой чистого иодистого серебра. Известно, например, что иодистое серебро при плавлении разлагается [27]. Присутствие при месей будет отражаться на льдообразующих свойствах аэрозоля [1, 28].

При обычном давлении иодистое серебро может существовать в трех структурных модификациях [29, 31]. Льдообразующие свойства этих модификаций существенно различаются [32]. Таким образом, различия в химическом составе и структуре частиц реагента могут существенно влиять на льдообразующую активность. Однако данной причиной нельзя объяснить расхождение результатов. Так как разброс остается и в том случае, когда аэрозоли получаются одним и тем же способом, т. е. когда состав и структура частиц одни и те же [2]. Следовательно, хотя изменение химического состава и структуры частиц аэрозоля влияют на число образующихся ледяных кристаллов, это, по-видимому, не является главной причиной расхождения результатов.

4. Влияние дисперсности частиц аэрозоля. Трудность анализа влияния дисперсности на величину N обусловлена не только малым количеством работ, в которых измеряли размер частиц аэрозоля, но также и тем, что, как правило, не уделялось должного внимания корректности способа определения дисперсного состава частиц аэрозоля. Так, например, в работе [33] забор частиц осуществлялся экспонированием пластинок в потоке аэрозоля. При этом за счет большего коэффициента диффузии предпочтительнее должны были оседать частицы малых размеров и, следовательно, полученное распределение не должно было соответствовать истинному [34].

При заборе проб аэрозоля необходимо также учитывать возможность коагуляции частиц между собой. Коагуляция будет искажать распределение по размерам, увеличивая долю крупных частиц. Вероятно, из-за коагуляции при заборе пробы вдали от генератора аэрозолей В. Н. Балабанова и Т. Н. Жигаловская получили значение наиболее вероятного диаметра частиц иодистого серебра в 2 раза больше, чем при заборе вблизи генератора [24]. В п. 2 было отмечено, что влияние на величину N ошибки определения дисперсности невелико: не более чем в 5 раз, тем не менее необходимо отметить, что распределения частиц по размерам, полученные в большинстве работ, следует рассматривать как ориентировочные.

Для того, чтобы выяснить степень влияния дисперсности на N , нами были вычислены из имеющихся в литературе электронно-микроскопических данных значения счетно-массовых диаметров и построена зависимость измерений в холодильных камерах величины N от размера частиц. На рис. 2а показана такая зависимость для аэрозоля иодистого серебра при температуре тумана -20°C . Прежде всего следует обратить внимание, что точки, соответ-

ствующие результатам, полученным различными исследователями, группируются около плавной кривой. Отклонение от среднего значения, обозначенного на рис. 2а кривой 1, существенно меньше, чем разброс данных разных авторов, полученный без учета дисперсности (рис. 1). Для тех результатов, для которых известны распределения по размерам частиц, разброс значений N при -20°C составляет более трех порядков величины. При учете дисперсности разброс значений N оказывается в пределах одного по-

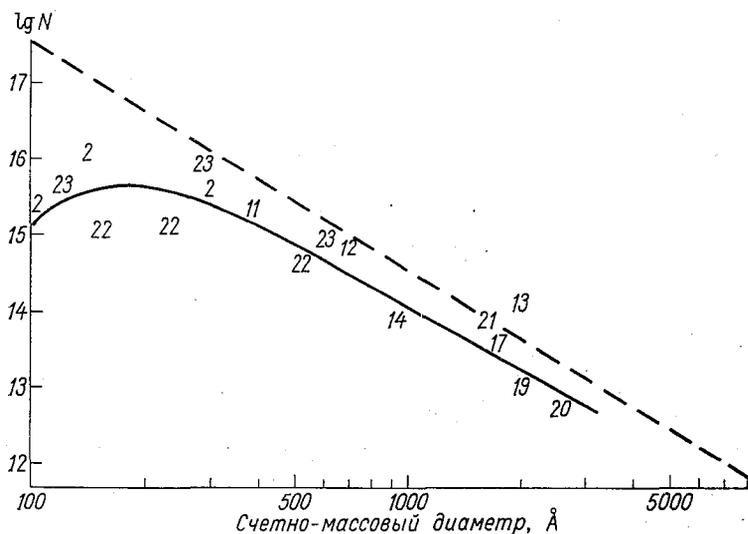


Рис. 2а. Зависимость от счетно-массового диаметра логарифма количества ледяных кристаллов, образующихся в переохлажденном тумане при -20°C .

22 взято из [21], 23 — получены в настоящей работе; данные по дисперсности для 12 взяты из [25], а для 13 и 20 — из [24]. Все остальные обозначения такие же, как на рис. 1. Пунктирная прямая соответствует предельному значению N , когда на каждой частице аэрозоля образуется один ледяной кристалл.

рядка величины. Таким образом, неконтролируемость дисперсности, вероятно, является основной причиной большого разброса значений N , полученных разными исследователями при температуре тумана -20°C .

Рассмотрим подробнее зависимость N от дисперсности. Для частиц больших размеров значение N близко к предельному, рассчитанному в предположении, что на каждой частице образуется ледяной кристалл (рис. 2а). Рост N при уменьшении размера частиц является следствием увеличения числа частиц, диспергируемых из 1 г реагента. В области малых размеров частиц (счетно-массовый диаметр 100—200 Å) значение N гораздо меньше предельного. Наблюдающееся здесь падение величины N при уменьшении счетно-массового диаметра вызвано увеличением доли

маленьких частиц в распределении частиц аэрозолей по размерам. Эти частицы, размер которых меньше критического, не являются центрами кристаллизации и не образуют ледяных кристаллов [1, 33].

Наличие максимума в зависимости N от размера частиц определяет оптимальную степень диспергирования реагента. При температуре тумана -20°C оптимальный счетно-массовый диаметр составляет приблизительно 200 Å. Наиболее эффективным окажется

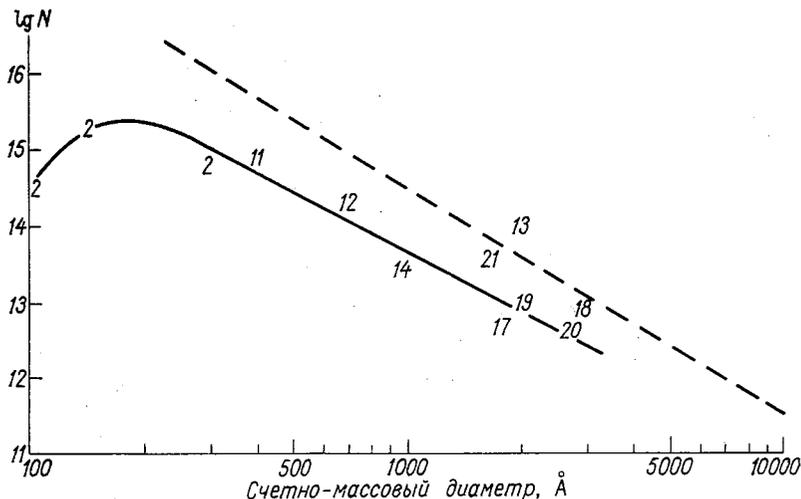


Рис. 26. Зависимость от счетно-массового диаметра логарифма количества ледяных кристаллов, образующихся в переохлажденном тумане при -15°C .

18 — из [37]. Все остальные обозначения такие же, как на рис. 1 и 2а.

ся аэрозоль, частицы которого имеют указанный размер. Максимальное значение N для оптимально диспергированного аэрозоля иодистого серебра будет $4 \cdot 10^{15} \text{ г}^{-1}$ (рис. 2а).

Зависимость N от дисперсности при -15°C показана на рис. 26. Как видно из рисунка, характеры зависимостей, полученных при -15 и -20°C , подобны. Разброс точек также не велик. Исключением является результат работы [16], в которой исследовался аэрозоль иодистого серебра, полученного в пламени угольной дуги. Значение N , равное 10^{14} г^{-1} , наблюдается для аэрозоля со счетно-массовым диаметром 197 Å [24]. Однако N , полученное в работе [16], превосходит предельно возможное значение числа ледяных кристаллов, равное для данного размера $4 \cdot 10^{18} \text{ г}^{-1}$. Превышение N над предельным значением наблюдается при -20°C (рис. 2а). Эти факты указывают либо на явление размножения, либо на ошибки в определении значения N . Нам кажется естественной вторая точка зрения, тем более, что, по данным других исследователей, размножение не наблюдается (рис. 2а и 2б).

На рис. 2в показана зависимость N от размера частиц при температуре тумана -10°C . Здесь так же, как и при прочих температурах, все точки, кроме точки 13, относящейся к аэрозолю, облученному с помощью угольной дуги, группируются около одной кривой. Разброс точек невелик, так же, как и при более низких температурах, он составляет около одного порядка значения N . Без учета дисперсности максимальный разброс данных, для которых известен размер частиц аэрозоля, больше и составляет около

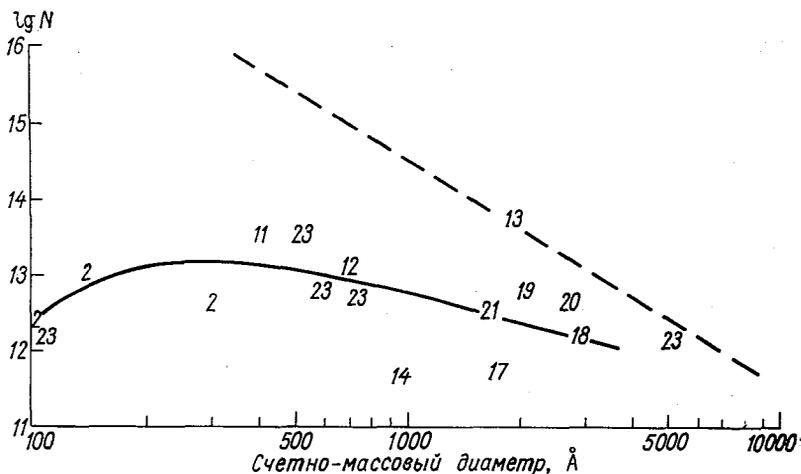


Рис. 2в. Зависимость от счетно-массового диаметра логарифма количества ледяных кристаллов, образующихся в переохлажденном тумане при -10°C .

Обозначения такие же, как на рис. 1, 2а и 2б.

двух порядков величины N . То, что максимальный разброс данных оставляет 2, а не 5 порядков величины N , как на рис. 1, вызвано отсутствием сведений о дисперсном составе аэрозолей в большинстве работ по определению N при -10°C . В отличие от кривой, полученной при -20°C , данная кривая зависимости более плавная. Максимум наблюдается уже не при 200Å (как при -20°C), а при 300Å . Следовательно, оптимальным будет несколько больший размер частиц. Сдвиг максимума в сторону больших диаметров при увеличении температуры свидетельствует об увеличении критического размера частиц аэрозоля [1]. Это качественно согласуется с феноменологической теорией льдообразования [1]. В целом кривые при -20°C и -10°C подобны (рис. 2а и 2в). Таким образом, дисперсность оказывает существенное влияние на N и при -10°C .

Анализ влияния размеров частиц аэрозолей на число ледяных кристаллов, выполненный при различных температурах переохлажденного тумана, показал, что основной причиной большого

разброса данных разных исследователей является различная дисперсность используемых аэрозолей. Для аэрозолей, состоящих из частиц достаточно больших размеров, значение N обратно пропорционально кубу диаметра. Это хорошо видно на рис. 2а для данных в области счетно-массовых диаметров, больших 400 А. Итого число кристаллов сильно зависит не только от температуры переохлажденного тумана, но и от дисперсности аэрозоля. Хотя анализ произведен для иодистого серебра, можно полагать, что дисперсность аэрозолей не будет столь же сильно влиять на льдообразующую эффективность и других реагентов. Таким образом, при определении льдообразующей активности аэрозолей обязательно нужно исследовать дисперсный состав активного вещества.

Выводы

1. Критический анализ методик исследования льдообразующей активности аэрозолей показал, что пороговая температура может служить лишь верхней оценкой льдообразующей активности. Качественную информацию о льдообразующей активности дает число ледяных кристаллов, рассчитываемое на 1 г реагента.

2. На основе анализа большого количества работ по определению льдообразующей активности аэрозолей, выполненных при различных температурах тумана, установлено, что главной причиной расхождения результатов разных авторов является различная степень диспергирования реагента.

Учет дисперсности приводит к резкому уменьшению расхождения данных авторов: от 4—6 порядков значений N всего до одного порядка.

3. Зависимость льдообразующей способности от размера частиц позволяет получать прямые сведения об оптимальной степени диспергирования реагента и максимальном количестве ледяных кристаллов, рассчитываемых на 1 г вещества.

4. Для определения льдообразующей активности реагентов необходима принципиально новая методика, позволяющая в широком интервале менять и контролировать дисперсный состав вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Fletcher N. H. The Physics of Rainclouds, London, Cambridge University Press, 1962.
2. Плауде Н. О. Исследование льдообразующих свойств аэрозолей иодистого серебра и иодистого свинца.—«Тр. ЦАО», 1967, вып. 80, с. 3—88.
3. Šrámek L. A. Contribution to the Study of Phase transition of aerodispersible system of supercooled water with the aid of AgI aerosol.—„J. Rech. Atmosph.", N. 1—2, p. 191, 1968.
4. Fukuta N. Advances in organic ice nuclei generator technology.—„J. d. Rech. Atmosph.", N 1—3, p. 156, 1972.

- Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Л., Гидрометеиздат, 1961, с. 15—20.
- Бромберг А. В. и др. К вопросу о льдообразующей эффективности аэрозоля флороглюцина, полученного взрывом.—«Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 3—12.
- Katz U. Cloud-chamber investigation of ice nucleation activity. *Z. Argew. Math. Physics*, 13, p. 333, 1962.
- Edwards G. R., Evans L. F., La Mer V. K. Ice nucleation by monodisperse silver iodide particle.—*J. Colloid Sci.*, 17, 749, 1962.
- Mossor S. C., Jayaweera K. O. F. AgI—NaI aerosols as Ice nuclei.—*J. appl. Met.*, 8, 241, 1969.
1. Edwards G. R., Evans L. F. Ice nucleation by silver iodide: I. Freezing vs sublimation.—*J. Met.*, 17, N 6, 627, 1960.
 1. 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.
 2. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Нормы расходов льдообразующих реагентов при искусственном вызывании осадков из конвективных облаков.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 43—53.
 3. Бакланов А. М. и др. Новая установка для исследования льдообразующей активности аэрозолей.—«Изв. СО АН СССР сер. хим.», 1976, вып. 46, № 9, с. 23—25.
 4. Bigg E. K. Report on the ice nucleus workshop, The Second International Workshop on Condensation and Ice Nuclei, Fort Collins, Colorado, 1971.
 5. Katz U. The Ice-nucleating activity of electrically changed and unchanged CuS particles. Proceedings of the International Conferens on Cloud Physics, Toronto, Canada, 1968, p. 183.
 6. Балабанова В. Н. О влиянии температуры переохлаждения туманов на кристаллизацию их аэрозолем иодистого серебра.—«Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1959, № 6, с. 924.
 7. Goyer G. G. Recent advances in the explosive generation of freezing and condensation nuclei.—*J. Rech. Atm.* 3, N 1—2, 197, 1968.
 8. Steele R. L., Sciacca F. W. Characteristics of silver iodide ice nuclei originating from anhydrous ammonia-silver iodide complexes. Part. II—Thermal systems.—*J. Rech. Atm.*, 11, (2/3), p. 315, 1966.
 19. Громова Т. Н., Леншин В. Т. О некоторых особенностях результатов воздействия на мощные кучевые облака льдообразующими реагентами.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 224, с. 150—156.
 20. Mossor S. C. Silver iodide as nucleous for water condensation and crystallisation.—*J. Rech. Atm.*, 3, 185, 1968.
 21. Гарвей Д. М., Девис И. И. Характеристики льдообразующей активности аэрозолей AgI в изотермической облачной камере.—В кн.: Тезисы докладов VIII Международной конференции по нуклеации. М., ВМО/ММФА, Гидрометслужба СССР, 1973, с. 55.
 22. Аксенов М. Я., Плауде Н. О. Критические размеры льдообразующих частиц.—В кн.: Тезисы докладов VIII Международной конференции по нуклеации. М., ВМО/ММФА, Гидрометслужба СССР, 1973, с. 17.
 23. Smith F. J., Heffernan K. J. Airborne measurements of the concentration of natural and artificial freezing nuclei *Q. J. Royal Meteorol. Soc.*, 80, (344) 182, 1954.
 24. Балабанова В. Н., Жигаловская Т. Н. Дисперсность аэрозолей иодистого серебра.—«Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1962, № 3, 443.
 25. de Pena R. G., Caimi E. A. Hydroscopicity and chemical composition of Silver Iodide Smoke Used in Cloud Seeding Experiments.—*J. Atm. Sci.*, 24, 383, 1967.
 26. Fletcher N. H. Ice nucleation behavior of silver iodide smokes containing a soluble component.—*J. Atmos. Sci.*, 25, 1058, 1968.
 27. Dessens H. Le generateur de noyaux d'iodure d'argent de l'Assotiation d'Etudes. *Bull. Observ. Puy — de — Dome*, N 1, p. 23—40, 1961.
 28. Passarelli R. E. Jr., Chessin H., Vonnegut B. Ice Nucleation by Solid Solution of Silver-Cooper Iodide. *Science*, 181, (4099), 1973.

29. Davis B. L., Adams L. H. High-Pressure Polimorphs in the Silver Iodide Phase Diagram. *Science*, **146**, 519, 1964.
30. Moore M. J., Kasper J. S. Crystal structure of AgI at 3 kbar.—, *J. Chem. Phys.*, **48**, 2446, 1968.
31. Drecker H. C., Lippincott E. R. Pressure-Induced Trapping Phenomenon in Silver Iodide. *Science*, **146**, 1295, 1964.
32. Isono K., Ishizaka Y. An experimental study on the ice nucleating properties of α -, β - and γ -silver iodide.—, *J. de Rech. Atm.*, part VI, N 1-2-3, 1972, p. 283.
33. Vonnegut B. Nucleation of Super-cooled water clouds by silver iodide smokes. *Chem. Rev.*, N 44, 1949, p. 277.
34. Грин Х., Лейн В. Аэрозоли, пыли, дымы и туманы. Л., «Химия», 1969.
35. Fuqua D. M. Generator technology for cloud seeding. *J. of the Irrigation and Drainage Division*, N 86, 1960, p. 79.
36. Soulagé G. Etude de generateurs de fumées d'iodure d'argent. *Bull. Obs. serv. Puy-de-Dôme*, N 1, 1, 1955.
37. Anyz F., Srámek L., Kacetl L. Evaluation of the designed for artificial intervention into the evolution of cloudiness. *Geofisik. slovník*, XVII, 339, 1969.

*И. И. Гайворонский, Т. Н. Громова, Б. И. Зимин,
Т. В. Лободин, И. А. Скородёнок, Н. В. Торопова*

РЕЗУЛЬТАТЫ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ГРОЗОВЫЕ ОБЛАКА ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОГО КОНТРОЛЯ ЗА ИХ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТЬЮ

Введение. В последние годы начаты исследования возможности активного вмешательства в грозовые процессы, происходящие в облаках. Одной из основных задач этого направления исследований является разработка методов объективной оценки результатов воздействия.

Для изучения электрического состояния облаков, грозовых процессов при их естественном развитии и после активных воздействий на них исследователи используют, соответственно поставленной задаче, либо прибор напряженности электрического поля ПНП [1], либо грозорегистраторы разного радиуса действия [2], либо грозопеленгаторы различных типов [3].

В опытах по воздействию на облака для доставки реагента в них применяют снаряды и ракеты, обладающие большой дальностью действия. В качестве льдообразующего реагента, как правило, используется иодистый свинец.

Для контроля изменения грозовой активности при воздействии на конвективные облака нами были организованы комплексные наземные наблюдения, включающие определение радиолокационных характеристик; измерение общего числа разрядов, а также внутриоблачных и наземных разрядов с помощью грозорегистраторов различных типов (в данной работе приводятся данные суммарного числа грозовых разрядов, зарегистрированных грозорегистратором с радиусом обнаружения 15 км ПРГ-15), их фиксация путем визуальных наблюдений; измерение напряженности электрического поля с помощью ПНП.

Опыты проводились в летние периоды 1973—1974 гг. на экспериментальном полигоне ЦАО в Молдавии, оснащенный плювиографической сетью и РЛС [4].

Для воздействия на облака применялись ракеты типа «Облако» и ПГИ-М. За период экспедиционных работ в 1973—1974 гг.

было проведено 17 опытов по воздействию на облака с земли с помощью ракет. В качестве реагентов использовались льдообразующие вещества PbI_2 и CuS (16 опытов) и поверхностно-активное вещество (ПАВ), способствующее снятию статического электричества (1 опыт, результаты его в данной статье не приводятся). Кроме того, проводились наблюдения за естественным развитием грозных облаков. Результаты за шестью естественно развивающимися облаками были использованы как контрольные. В статье даны описания двух опытов.

Краткое описание опытов. Приведем описание 5 опытов по активным воздействиям на грозные облака.

В дни, когда проводились воздействия и наблюдения за естественным развитием, облака развивались на приземных холодных фронтах с волнами, за исключением 3 августа, когда облачность была обусловлена внутримассовыми процессами.

Согласно синоптическому прогнозу, над территорией экспериментального полигона в эти дни ожидалось развитие грозных облаков. Расчеты показателя атмосферной конвекции по методу слоды дали для этих же дней значения $\epsilon = 1,5 \div 2,5$, что указывало на возможность развития мощных кучевых облаков и перехода их в ливневые.

В этих опытах воздействия проводились на изолированные, находящиеся на расстоянии не более 10 км от пункта наблюдения (КП) и движущиеся к нему грозные облака. В статье не приводится описание остальных 12 опытов воздействия. Это связано с тем, что в 4 случаях после воздействия на облака в них появлялось несколько зон повышенного отражения, интенсивность которых была больше интенсивности тех зон, на которые производилось воздействие. В 7 опытах облако находилось на расстоянии более 10 км от пункта наблюдения, поэтому на основании полученных данных нельзя достаточно надежно и уверенно оценить результат воздействия по всему комплексу наблюдений. Это относится главным образом к регистрации электрических характеристик облака.

Наблюдения за радиолокационными параметрами облаков позволяют получать данные, характеризующие изменения, происходящие в облаке в результате воздействия, почти при всех ситуациях. Поэтому анализ радиолокационных характеристик проведен на основе данных всех опытов.

Полученные экспериментальные материалы показывают, что во всех случаях комплексного контроля за эффектом воздействия было зафиксировано уменьшение или прекращение электрической активности облака.

Опыт 1 июля 1973 г. В 19 ч 00 мин в 15 км от базы появилось слабо развитое грозное облако. К началу радиолокационной съемки (19 ч 37 мин) грозная активность облака, зарегистрированная ПРГ-15, была $0,75 \text{ мин}^{-1}$. При этом напряженность поля изменялась в пределах $\pm 12 \text{ В/см}$.

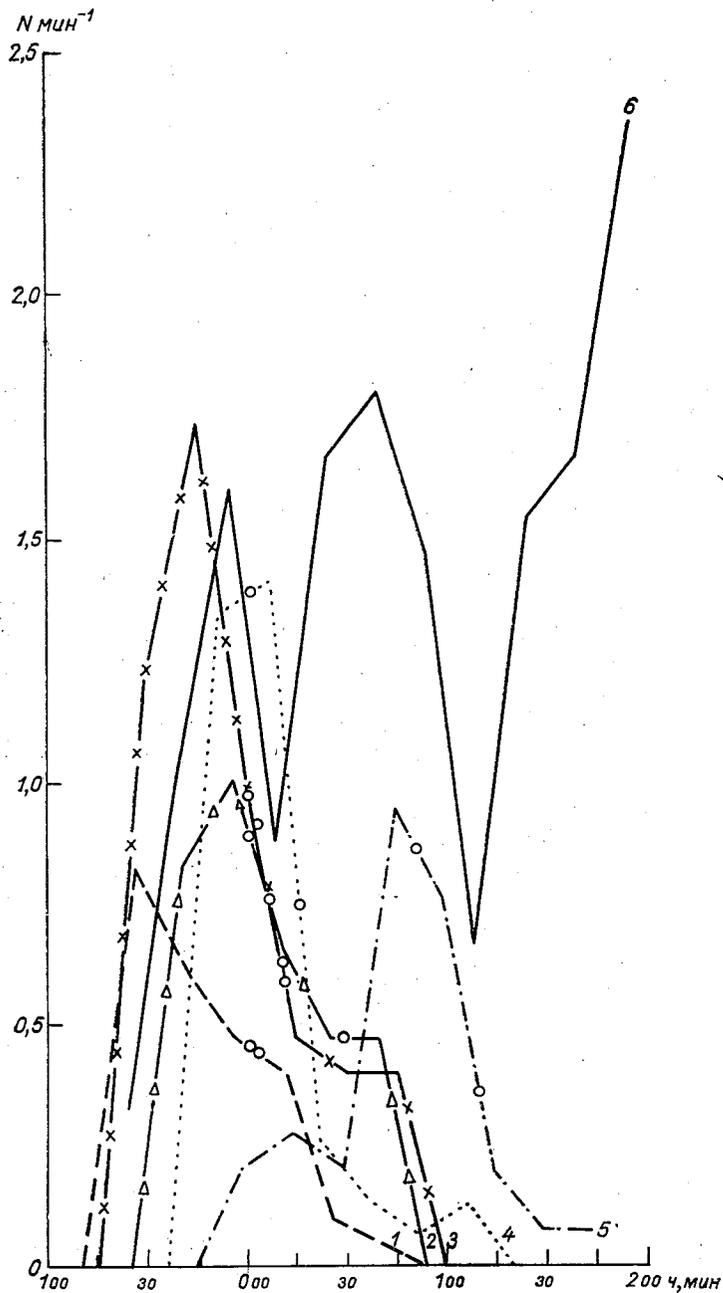


Рис. 1. Изменение во времени числа грозных разрядов.
 1—1 VII 1973, 2—7 VII 1974, 3—24 VII 1974, 4—12 VII 1974,
 5—5 VII 1973, 6—30 VII 1973. Кругами на всех кривых отмечено
 время воздействия.

В момент воздействия зона располагалась над базой, высота радиоэхо облака достигала 10 км, а $\lg z = 3,6$. В 19 ч 43 мин в область повышенной радиолокационной отражаемости, находящейся на расстоянии 5 км к юго-западу от КП, в течение 2 мин было введено пятью ракетами «Облако» 15,5 кг иодистого свинца на высоту $H_{\text{ВГ}} = 5,7$ км ($t = -12^\circ\text{C}$).

Через 12—15 мин после воздействия напряженность поля уменьшилась до значения, близкого к нулю, а грозорегистраторы перестали фиксировать разряды. По данным РЛС, крупно-капельный очаг стал быстро уменьшаться и в 20 ч 15 мин (через 30 мин после воздействия) высота радиоэхо уменьшилась до 8 км, а значение $\lg z$ — до 3,0; отношение мощностей переохлажденной и теплой частей облака h_-/h_+ уменьшилось в 1,5 раза. Осреднение за равные интервалы времени (15 мин) до и после воздействия значения величины k уменьшилось от 7,5 до 4,8, k — безразмерный радиолокационный критерий, характеризующий грозоопасность облаков [5]:

$$k = \frac{H_{\text{ВГ}} H_{z_{\text{max}}} \cdot \lg z}{H_0^2},$$

где H_0 — высота нулевой изотермы (км), $H_{\text{ВГ}}$ — высота верхней границы облака (км), $H_{z_{\text{max}}}$ — высота уровня максимальной радиолокационной отражаемости (км), $\lg z$ — логарифм максимальной радиолокационной отражаемости.

На рис. 1 (кривая 1) и 2 (кривая 3) показаны соответственно изменения во времени числа грозовых разрядов и напряженности электрического поля.

Опыт 5 июля 1973 г. В 17 ч 00 мин к югу от КП появилось грозовое облако, которое смещалось в сторону пункта наблюдения. Были начаты радиолокационные наблюдения за облаком, а также измерения его электрических параметров. В 17 ч 23 мин в районе КП из облака начал выпадать слабый ливневый дождь ($I = 0,05$ мм/мин), который усилился в 17 ч 25 мин ($I = 0,25$ мм/мин) (рис. 3, кривая 6). В 17 ч 30 мин верхняя граница радиоэхо находилась на высоте 9,4 км ($t = -44,1^\circ\text{C}$), $\lg z = 4,0$.

Воздействие производилось с базы с помощью ракет ПГИ-М, в которых содержалось по 0,125 кг иодистого свинца. В 17 ч 40 мин в проходящую над базой первую грозовую ячейку размером около 2 км² было введено 0,5 кг реагента на высоту 4,2 км ($t = -5^\circ\text{C}$). Через 20 мин такое же количество реагента было введено во вторую ячейку, а в 18 ч 18 мин была подвергнута воздействию третья ячейка. Следует отметить, что все три грозовые ячейки последовательно смещались над территорией полигона.

Как видно из рис. 1 (кривая 5) и 3, в результате воздействия наблюдалось уменьшение всех измеренных параметров. При этом через каждые 6—12 мин после введения реагента в облако в течение 10—15 мин прекращалась его грозовая деятельность, после чего она снова возобновлялась. Возобновление электрической

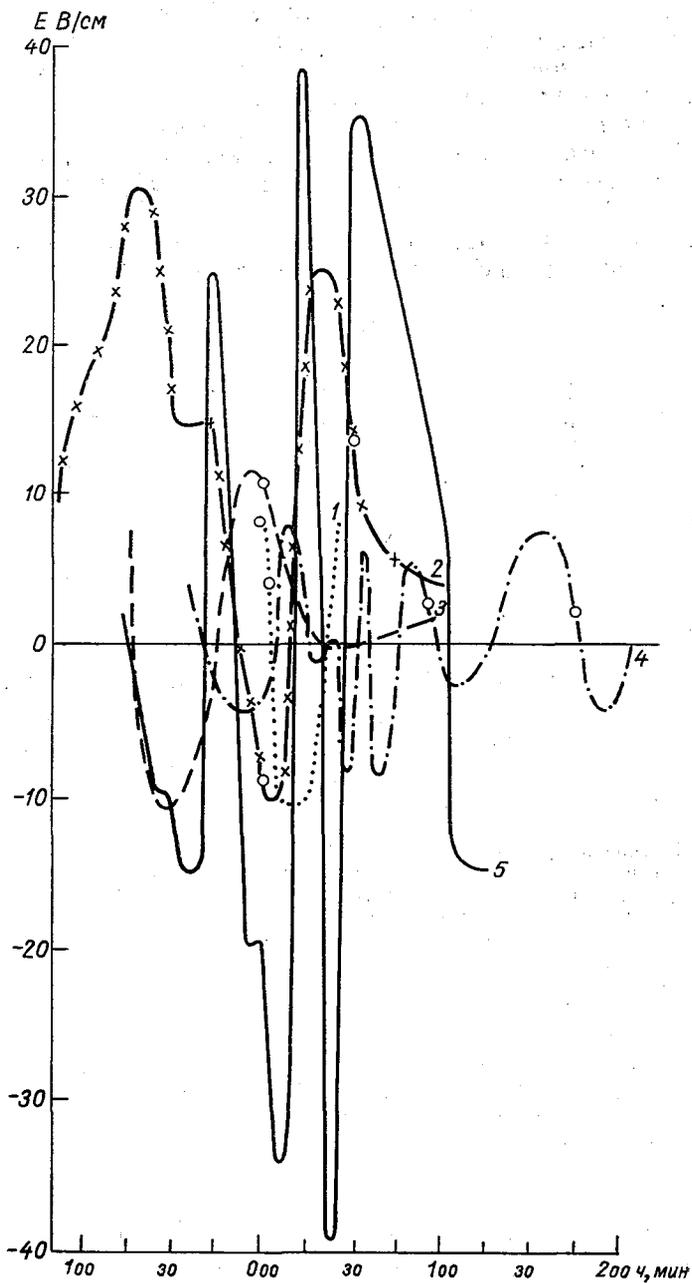


Рис. 2. Изменение во времени напряженности электрического поля.

1—3 VII 1973, 2—3 VIII 1973, 3—1 VII 1973, 4—4 VII 1973, 5—30 VII 1973 г. Усл. обозначения см. рис. 1.

активности облака после двух первых серий воздействий, по-видимому, было связано с активностью последующих, не подвергнутых воздействию грозových ячеек, смещавшихся в зону действия грозорегистраторов, установленных на базе.

В 18 ч 57 мин облако находилось в 15 км к северу от КП, к 19 ч 06 мин высота вершины радиоэхо понизилась до 8 км, а значение $\lg z$ стало меньше 3,0. В 19 ч 24 мин облако полностью разошлось.

Представляет интерес изменение числа наземных разрядов и внутриоблачных разрядов. Эти данные приведены на рис.

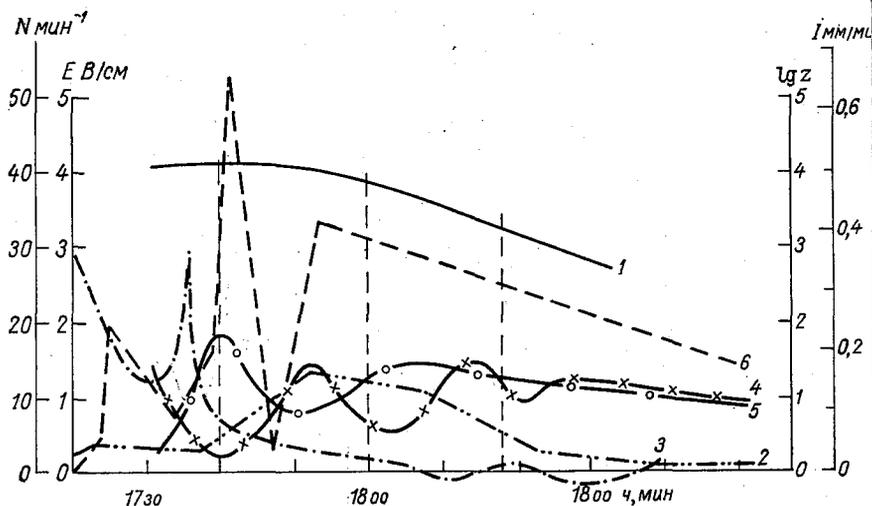


Рис. 3. Изменение во времени логарифма максимальной радиолокационной отражаемости $\lg z$ (кривая 1); общего числа грозových разрядов N (кривая 2); напряженности электрического поля E (кривая 3); числа внутриоблачных (кривая 4) и наземных (кривая 5) разрядов; интенсивности осадков (кривая 6). 5 июля 1973 г.

(кривые 4 и 5). Как видно из рисунка, изменение числа внутриоблачных (кривая 4) и наземных (кривая 5) разрядов происходит в противофазе. При этом непосредственно после воздействия число внутриоблачных разрядов возрастает, а число наземных — уменьшается.

По-видимому, это связано с тем, что проходящая через облако ракета ионизирует на своем пути облачный слой толщиной 2—3 км. Это облегчает условия пробоя между находящимися внутри облака объемными зарядами, что и приводит к увеличению числа внутриоблачных разрядов. При этом уменьшается величина напряженности поля и, следовательно, вероятность разрядов на землю.

Другое возможное объяснение состоит в том, что в процессе вымывания осадками нижнего слоя облака с каплями уносятся меющийся на них заряд. При этом увеличивается вероятность озникновения наземных и уменьшается вероятность внутривлачных разрядов.

Опыт 3 августа 1973 г. В этот день в районе экспериментального полигона после 15 ч отмечалось развитие внутримассовых ошчных конвективных облаков. Высота отдельных облаков достигала 10 км. К 19 ч в зоне видимости РЛС появилось грозое облако. Два его крупно-капельных очага находились соответственно на расстояниях 5 и 11 км к юго-востоку от КП. Высота радиозоо равнялась 9,5 км. Значение критерия грозоопасности k составляло 10—12, что указывало на высокую электрическую активность облака. Напряженность электрического поля достигала значений 25—30 В/см. В 19 ч 08 мин в ближайший крупно-капельный очаг, смещавшийся к базе, были запущены ракеты ПГИ-М, содержащие по 0,15 кг сернистой меди. Реагент был введен на высоту 4,2 км, где температура была -7°C . Значение критерия грозоопасности $k=6,4$. В 19 ч 15 мин для обратанного очага $k=6,6$, а для второго крупно-капельного очага, находившегося на юго-юго-востоке от КП на удалении 11 км, $k=8,0$. В период с 19 ч 22 мин до 19 ч 40 мин на базе шел дождь. Его интенсивность изменялась от 0,07 мм/мин в период с 19 ч 22 мин до 19 ч 28 мин до 0,01 мм/мин в период с 19 ч 28 мин до 19 ч 40 мин. Возможно, что рост напряженности поля, наблюдавшийся в период с 19 ч 10 мин до 19 ч 30 мин, был обусловлен как выпадением дождя, так и влиянием отдаленного, но более мощного крупно-капельного очага высотой 8 км. В 19 ч 30 мин второй очаг располагался над базой, его высота снизилась до 7 км. В 19 ч 33 мин в этот очаг ракетой ПГИ-М было введено 0,25 кг иодистого свинца на высоту 4,2 км. Дальнейшие радиолокационные наблюдения за облаком показали, что в нем имелась очень слабая зона радиолокационной отражаемости, коэффициент грозоопасности стал меньше единицы, а мощность облака уменьшилась до 5 км. Напряженность электрического поля уменьшилась от 25 до 10,5 В/см.

Опыт 7 июля 1974 г. Радиолокационные наблюдения за облаком были начаты в 15 ч. Оно, развиваясь, перемещалось с юга со скоростью 40 км/ч, имело одну крупно-капельную ячейку ($N=0,3 \text{ мин}^{-1}$). В 15 ч 28 мин с ПРВ-1 ракетой «Облако» в его крупно-капельную часть, находящуюся в 8 км от базы, было введено на $H=5,7 \text{ км}$ ($t=-12^{\circ}\text{C}$) 3,1 кг иодистого свинца. Через 6 мин (15 ч 34 мин) была запущена вторая ракета «Облако». К этому времени крупно-капельный очаг разделился на две части. Интенсивность разрядов, зафиксированная ПРГ, и интенсивность, определенная визуально, соответственно были равны 0,4 и 0,6 мин^{-1} (рис. 1, кривая 2).

В 15 ч 56 мин был введен реагент в бoльшую часть крупно-капельного очага. Было введено 3,1 кг иодистого свинца на

$H=5,7$ км ($t=-12^{\circ}\text{C}$). После этого, по данным радиолокационных наблюдений, эта зона начала уменьшаться. Интенсивность грозных разрядов снизилась до $0,2$ мин $^{-1}$. К концу наблюдения (16—10 мин) верхняя граница облака понизилась на 2 км, а значение $\lg z$ уменьшилось в 3 раза. Интенсивность грозовой деятельности по данным ПРГ и визуальным наблюдениям, изменилась от $0,1$ до $0,2$ мин $^{-1}$ и до нуля соответственно.

Опыт 12 августа 1974 г. Радиолокационные наблюдения за облаком были начаты в 17 ч 00 мин. Облако смещалось с юго-запада со скоростью 50—60 км/ч. К моменту воздействия интенсивность его грозовой деятельности, по данным ПРГ и визуальным наблюдениям, была равна $0,2$ и $1,0$ мин $^{-1}$ соответственно. В 17 ч 17 мин было произведено воздействие на грозовой очаг, располагавшийся на расстоянии 5 км к западу от КП. На высоту 4,2 км ($t=-8^{\circ}\text{C}$) двумя ракетами ПГИ-М было введено 0,38 кг поверхностно-активного вещества. Сразу после воздействия наблюдался рост радиолокационных параметров облака, затем произошло их незначительное уменьшение. Между 17 ч 32 мин и 17 ч 35 мин в этот же очаг было введено 15,5 кг иодистого свинца с помощью ракеты «Облако». Изменение радиолокационных параметров происходило аналогично их изменению после первого воздействия. Сразу после первого воздействия интенсивность грозовой деятельности также несколько увеличилась, а затем уменьшилась (рис. 1 кривая 4). В течение всего периода наблюдений являлась грозовой только одна ячейка, которая перемещалась от базы сначала на запад, потом на северо-запад.

В результате воздействия радиолокационная отражаемость зоны уменьшилась в 2 раза, а ее верхняя граница снизилась на 1,8 км. Интенсивность грозовой деятельности, по данным ПРГ и визуальным наблюдениям, до воздействия, в течение воздействия и после воздействия изменялась соответственно следующим образом: $0,4-0,4-0,1$ и $1,0-0,8-0,1$ мин $^{-1}$.

18 июня 1973 г. (день без воздействия). Около 18 ч 30 мин на западе на расстоянии 10 км от КП начало развиваться грозовое облако. По мере роста оно очень медленно смещалось на восток. Максимальная электрическая активность отмечалась около 20 ч. К этому времени высота радиоэхо достигала 10 км, значение $\lg z$ было 4,6, а площадь радиоэхо составляла 2700 км 2 . Одновременно в облаке грозовыми являлись две ячейки — одна на западе, другая — на востоке от базы. В течение 45 мин (с 19 ч 30 мин до 20 ч 15 мин) грозорегистратор зафиксировал 109 разрядов молний. После 20 ч 15 мин отмечалось уменьшение грозовой активности облака. Верхняя граница радиоэхо опустилась ниже 9 км, значение $\lg z$ уменьшилось более чем на порядок величины, а площадь радиоэхо составляла 1500 км 2 . В 20 ч 45 мин облако стало электрически неактивным.

30 июля 1973 г. (день без воздействия). В 16 ч 21 мин к северо-востоку от КП началось развитие грозового облака. В 16 ч 30 мин в нем появились два крупно-капельных очага. Облако продолжа-

о развиваться, и в 16 ч 35 мин в нем появился еще один крупно-капельный очаг. При этом облако медленно приближалось к базе. В 16 ч 50 мин два крупно-капельных очага объединились в один ольшой, а в 17 ч 00 мин произошло его объединение с третьим чагом. Площадь зоны отражения увеличилась за это время 3 раза. В 17 ч 35 мин в облаке образовалось много новых крупно-капельных очагов. В 17 ч 50 мин зона располагалась над базой, е площадь возросла в 4 раза. В 17 ч 58 мин радиолокационная тражаемость и высота зоны начали медленно уменьшаться.

Таблица 1

Значения радиолокационных параметров для облаков, подвергнутых воздействию, и контрольных облаков в опытах 1973—1974 гг.

Дата	Период осреднения	H_{\max} км	H км	$\lg z$	H_z_{\max} км	k
1 VII 1973	До возд.	10,2	10,0	3,2	4,0	7,3
	После возд.		9,5	3,2	3,0	4,8
5 VII	До возд.	9,6	9,2	4,1	3,9	16,4
	После возд.		7,8	2,9	3,1	8,1
3 VIII	До возд.	9,5/7	—	3,05/—	4,0/4,0	11/8
	После возд.	8/6	7,0/5,5	—	2,0/2,0	6,6/—
7 VII 1974	До возд.	11,0	10,5	3,3	2,8	8,0
	После возд.		8,5	2,2	3,0	4,6
2 VIII	До возд.	10,6	9,1	3,4	2,6	10,3
	После возд.		9,0	2,4	2,5	6,9
8 VI 1973	Без возд.	10,1	9,4	4,1	2,9	12,1
30 VII	Без возд.	10,0	9,4	3,9	3,7	15,1

Примечание. В виде дроби представлены параметры облаков для двух очагов.

Изменение числа грозовых разрядов и напряженности электрического поля показаны на рис. 1 (кривая 6) и 2 (кривая 5). Как видно из рисунков, грозовая активность облака была значительной. Напряженность поля изменялась от -40 до $+40$ В/см, а число разрядов — от 0,7 до 2,3 мин⁻¹.

Анализ результатов опытов. Воздействия производились на облака, находящиеся в различных стадиях развития: роста, либо стабилизации, либо разрушения. В 16 опытах в результате воздействия крупно-капельный очаг в облаке разрушился, из них в 7 опытах отмечался полный распад облака, а в 9 наблюдалось существенное уменьшение радиолокационных параметров. Только в одном опыте результат воздействия определить не удалось.

В табл. 1 приведены средние значения радиолокационных параметров H_{\max} , H , $\lg z$, $H_{z_{\max}}$ и k для облаков, подвергнутых воздействию, и контрольных облаков. Значения радиолокационных параметров облаков, подвергнутых воздействию, определялись в 15-минутные интервалы до начала воздействия и после воздействия, а значения радиолокационных параметров контрольных облаков определялись в 15-минутных интервалах, предшествующих максимуму молниевой активности. Из таблицы видно, что максимальные высоты большинства облаков превышали 10 км. Их радиолокационные параметры в среднем близки по значениям. После воздействия отмечалось уменьшение значений радиолокационных параметров и k в среднем примерно в 2 раза по сравнению с их значениями до воздействия, а также по сравнению со значениями этих параметров в контрольных облаках.

Анализ экспериментального материала позволяет сделать вывод, что при значениях критерия грозоопасности k , меньших и логарифма максимальной радиолокационной отражаемости $\lg z$ меньших 3, облака, как правило, являются не грозовыми.

При регистрации числа грозовых разрядов с помощью грозорегистратора малого радиуса действия ($R_0=15$ км) удалось надежно зафиксировать изменение числа разрядов в процессе естественного развития грозового облака и в результате активного воздействия на него. При этом разрешающая способность прибора составляет 1 разряд/с. Результаты наблюдений показали, что интенсивность грозовой деятельности в районе северной Молдавии изменяется в сравнительно широких пределах, от 0,1 до 4 разрядов в минуту.

Обычно уже через 5 мин после воздействия отмечалось уменьшение числа грозовых разрядов. Последующий рост грозовой активности облака (в случае, если воздействие не повторялось) происходил в среднем через 10—30 мин. При этом интенсивность грозовой активности была в 2 раза меньше, чем при естественном развитии облака.

Следует отметить, что продолжительность грозовой активности облака при активных воздействиях в 1,5 раза меньше, чем в естественном цикле развития. Таким образом, воздействия приводят к уменьшению времени грозовой активности облака.

Анализ показывает, что после воздействия на изолированное облако с одной грозовой ячейкой, как правило, через 10—15 мин наблюдается уменьшение и последующее прекращение его грозовой активности. Для полного его разрушения целесообразно многократно вводить реагент в одну и ту же грозовую ячейку с интервалами времени 10—15 мин (рис. 1, кривая 3).

В тех случаях, когда развивается несколько грозовых ячеек (или образовывались новые ячейки после начала воздействия), результат воздействия нельзя считать вполне определенным. Однако и в этих случаях сразу после воздействия наблюдается уменьшение или кратковременное прекращение грозовой активности облака.

При последовательном воздействии на несколько грозových ячеек через 10—15 мин после воздействия также наблюдается уменьшение или кратковременное прекращение грозовой деятельности облака. Затем через 10—15 мин гроззовая деятельность обычно возобновляется (опыт 5 июля 1973 г.) Однако, как правило, в дальнейшем число гроззовых разрядов за единицу времени уменьшается. Следует отметить, что изложенные результаты получены при введении в облака сравнительно небольших количеств реагента. Можно ожидать, что увеличение расхода реагента может усилить эффект воздействия.

Измерения внутриоблачных и наземных разрядов показали для небольшого числа случаев относительно кратковременное увеличение числа внутриоблачных разрядов после воздействия на гроззовое облако. При этом изменение числа наземных и внутриоблачных разрядов происходило в противофазе (рис. 3, кривые 4, 5).

В связи с тем что значение и знак напряженности электрического поля зависят от числа объемных зарядов в гроззовом облаке, их взаимного расположения и положения по отношению к пункту наблюдения, один прибор напряженности поля ПНП не достаточен для оценки эффекта активных воздействий.

Таким образом, комплексные измерения позволяют в настоящее время достаточно объективно характеризовать изменения гроззовой активности в результате искусственных воздействий.

Выводы

1. Результат воздействия на мощные кучевые облака с целью уменьшения их гроззовой активности может быть отчетливо зафиксирован радиолокатором и гроззорегистраторами малого радиуса действия; данные, полученные с помощью ПНП, прибора разделения внутриоблачных и наземных разрядов, а также визуальных наблюдений, могут служить хорошим дополнительным средством оценки эффекта воздействия.

2. По таким параметрам облака, как $H_{в,г}$, $H_{z_{max}}$, $lg z$, H_0 , определяемым радиолокационным методом, вычисляется коэффициент грозоопасности k , по значению которого, а также по $lg z$ можно судить о грозоопасности облака. Не наблюдалось гроззовых облаков с $k < 4$, и $lg z < 3$.

3. После воздействия на изолированное гроззовое облако, находящееся в стадии зрелости, как правило, через 10—15 мин отмечается уменьшение его электрической активности. При многократном введении реагента в одну и ту же гроззовую ячейку с интервалом времени 10—15 мин имеется принципиальная возможность добиться прекращения гроззовой активности облака.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Имянитов И. М. и др. Прибор для измерения напряженности поля атмосферы в сложных метеорологических условиях.—«Изв. АН СССР, сер. геофиз.», 1956, № 9, с. 47—51.
2. Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы.—«Тр. ГГО», 1964, вып. 157, с. 58—62.
3. Лободин Т. В. Установка для оперативной информации о грозах в районах аэродромов.—В кн.: Тр. конференции по проблемам авиационной метеорологии. Л., Гидрометеонздат, 1969. 222 с.
4. Громова Т. Н. и др. Об опытах по воздействию на конвективные облака с самолета, сопровождающихся наземным радиолокационным наблюдением за результатом воздействия.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 69—73.
5. Гайворонский И. И., Зимин Б. И. О контроле результатов воздействий на грозовые процессы.—«Тр. ЦАО», 1971, вып. 95, с. 115—120.

Е. В. Оренбургская, Ю. П. Сумин

К ОЦЕНКЕ ПОВТОРЯЕМОСТИ УСЛОВИЙ, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ ТУШЕНИЯ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ ИСКУССТВЕННЫМИ ОСАДКАМИ, НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

Введение. Работы по тушению лесных пожаров искусственными осадками, начатые в 1966 г., благодаря высокой эффективности метода с 1968 г. ведутся как опытно-производственные, а с 1971 г. после государственных испытаний — как производственные.

За пятилетний период (1970—1974) осадками, искусственно вызываемыми из мощных конвективных облаков, потушено 184 лесных пожара, в том числе на территории Красноярского края 55, Иркутской области 60, Якутской АССР 28 и Хабаровского края 41. Это позволило сберечь лес от огня на значительной площади. Оценка эффективности указанного метода, выполненная Центральной авиабазой и Ленинградским НИИ лесного хозяйства, показала, что только за 1970—1973 гг. в результате применения этого метода предотвращено распространение пожаров на площади около 540 тыс. га.

Наряду с практическим использованием метода тушения лесных пожаров искусственными осадками [2] ведутся исследования, направленные на его усовершенствование с целью повышения эффективности применения. Одним из направлений этих исследований является изучение повторяемости мощных конвективных облаков в различных пожароопасных районах лесной зоны СССР с целью определения перспективности применения метода искусственного осадкообразования в работах по тушению лесных пожаров на этой территории. Это направление исследований позволяет оценить природные ресурсы районов и на этой основе рекомендовать территории, на которых использование метода будет целесообразным и рациональным. Такая оценка уже произведена для некоторых территорий лесной зоны СССР [3, 4, 5]. В работе авторов [3] обсуждены вопросы методики расчетов, основанных на данных метеорологических наблюдений сети станций. На примере

Забайкалья рассмотрено влияние неоднородностей местных природных условий (главным образом орографии и особенностей циркуляции) на формирование мощной конвективной облачности и пожарной опасности.

Впервые сделана попытка представить повторяемость условий благоприятных для проведения работ по тушению лесных пожаров существенными осадками, в виде простой функции числа дней с Сб и пожарной опасности.

В настоящей статье приведены данные о распределении чисел дней с Сб и пожарной опасностью III—V классов на территории Красноярского края, Тувинской АССР и Хакасской АО. Произведено сопоставление вероятностей одновременного наличия рекурсивной облачности и высокой пожарной опасности и в результате указаны наиболее перспективные для активных воздействий районы.

Распределение по территории и во времени числа дней с кучево-дождевой облачностью. Для указанных районов, так же как и в работе [4], было подсчитано среднее число дней с кучево-дождевыми облаками за период с 1966 по 1970 г. Число дней с облачностью подсчитывалось только для светлого времени суток, так как в настоящее время воздействия на облака в ночное время не производятся. В табл. 1 представлены данные по числу дней с Сб за каждый месяц пожароопасного сезона (май—сентябрь) и за сезон в целом по 72 станциям.

Результаты, полученные на основании короткого ряда, как известно, могут отличаться от многолетних данных. В связи с этим было проведено сопоставление повторяемостей облаков конвективных форм (Сб, Си) за период 1966—1970 гг. с повторяемостями помещенными в Справочнике по климату СССР [6]. Результаты сравнения этих данных показали, что для 85% станций повторяемость Сб и Си (в %) за пятилетний период была сравнима или даже несколько ниже многолетней. Выше многолетней наблюдалась повторяемость Сб только на станциях Красноярск, Ачинск, Климино. Проведенное сравнение позволяет считать, что данные полученные на основании пятилетнего ряда, вследствие незначительного отличия от многолетних являются достаточно надежными.

Из данных таблицы следует, что на рассматриваемой территории число дней с кучево-дождевыми облаками изменяется в среднем за месяц от 10 до 23. Несмотря на значительную протяженность территории, которая с севера на юг превышает 3400 км, обращает на себя внимание малая изменчивость числа дней с Сб, особенно в северных и центральных районах края. Из всей территории относительно малооблачной областью можно считать низкую заболоченную равнину левобережья Енисея, вплоть до ст. Качинской, где число дней с Сб не превышает 10—15. На правом, возвышенном берегу Енисея число этих дней увеличивается и для отдельных станций, расположенных на западных склонах Тунгусского плато, достигает уже 19.

Таблица 1

Среднее число дней с кучево-дождевыми облаками и пожарной опасностью III—V классов на территории Красноярского края, Тувинской АССР, Хакасской АО, в мае — сентябре

Название станции	Число дней с Сб					Среднее	Средняя пожарная опасность за V—IX
	V	VI	VII	VIII	IX		
1. Красноярск	21	18	21	23	18	20	11
2. Туруханск	15	15	14	17	15	15	5
3. Подкаменная Тунгуска	14	17	14	16	16	15	7
4. Богучаны	15	15	15	15	13	15	15
5. Енисейск	8	12	10	10	10	10	11
6. Чиндат	13	17	14	13	12	14	11
7. Назарово	22	23	22	21	19	21	—
8. Верещагино	7	11	9	13	12	10	6
9. Келлог	8	14	10	12	10	11	8
10. Ногинский Рудник	16	19	14	19	16	17	8
11. Курагино	15	14	15	13	11	14	9
12. Ворогово	12	19	15	17	14	15	8
13. Большая Мурта	17	15	14	13	11	14	10
14. Ужур	21	19	17	17	16	18	10
15. Боготол	18	18	17	16	15	17	9
16. Абан	17	15	14	15	14	15	—
17. Александровский Шлюз	17	18	13	14	11	15	—
18. Стрелка на Ангаре	18	17	16	17	16	17	—
19. Новоселово	21	19	20	20	18	20	—
20. Мотыгино	17	16	17	18	15	17	—
21. Балахта	16	16	15	12	12	14	11
22. Канск	20	16	18	19	19	18	12
23. Казачинское	14	13	11	11	9	12	—
24. Ермаковское	26	23	23	23	21	23	8
25. Верхний Амыл	19	16	17	20	20	18	6
26. Артемовск	23	22	23	22	20	22	8
27. Вершино-Рыбное	20	15	14	13	13	15	8
28. Ирбейское	16	15	17	13	12	15	9
29. Уяр	15	16	14	13	12	14	10
30. Долгий Мост	19	16	17	17	15	17	—
31. Верхний Кужебар	22	21	20	21	18	20	—
32. Чунская Стрелка	22	18	17	22	18	19	—
33. Климино	18	19	18	17	18	18	13
34. Шало	18	16	16	17	15	16	—

Название станции	Число дней с Сб					Сред- нее	Средняя пожарная опасность на V—IX
	V	VI	VII	VIII	IX		
35. Ярцево	16	20	14	16	16	16	—
36. Вельмо	17	17	14	18	15	16	9
37. Бирилюссы	12	16	16	15	15	15	—
38. Верхнеимбатское	8	16	12	17	12	13	—
39. Кежма	14	14	12	13	12	13	16
40. Сым, фактория	13	16	12	15	13	14	9
41. Кузьмовка	16	22	17	20	18	19	8
42. Оленья Речка	21	22	23	25	20	22	1
43. Усть-Камо	18	17	14	18	17	17	11
44. Троицкое	14	12	13	14	11	13	11
45. Байкит	16	16	9	14	15	14	10
46. Ванавара	18	15	13	17	17	16	13
47. Тура	11	15	12	16	14	14	7
48. Чемдальск	14	12	10	13	13	12	12
49. Ново-Ерудинское	14	15	11	16	12	14	8
50. Ненастная	21	17	14	15	13	16	—
51. Сарагаш	13	16	16	16	11	14	—
52. Шира	15	16	17	14	10	14	12
53. Коммунар	20	19	19	19	16	19	7
54. Сосновка	20	19	24	19	13	19	—
55. Уйбат	23	23	24	23	20	23	13
56. Хакасская	20	19	19	19	16	19	—
57. Бискамжа	21	20	21	20	14	19	10
58. Минусинск	17	15	15	14	13	15	13
59. Неожиданный Прииск	19	19	21	17	13	18	—
60. Аскиз	18	21	21	20	16	19	—
61. Таштып	22	22	20	20	16	20	7
62. Бея	22	20	20	21	16	20	9
63. Маинский Рудник	18	19	20	17	13	17	—
64. Тэли	11	17	16	16	8	14	16
65. Теве-Хая	13	13	19	13	11	14	17
66. Туран	15	17	19	16	16	17	13
67. Кызыл	20	21	24	21	17	21	18
68. Торо-Хем	17	20	21	18	14	18	12
69. Сарыг-Сеп	16	18	20	14	10	16	—
70. Эрзин	13	13	18	14	8	13	21
71. Кунгур-Тук	19	19	25	21	12	19	12
72. Мугур-Аксы	20	22	26	23	17	22	—

По мере продвижения на юг, к предгорьям Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау распределение числа дней с облачностью становится более пестрым. Так, например, на сравнительно небольшой территории Хакасской АО, протяженность которой с севера на юг около 400 км, число дней с Сб изменяется от 14 до 23. Из этого следует, что полученные различия в числе дней с облачностью обусловлены в основном не столько циркуляционными процессами, сколько существующими неоднородностями подстилающей поверхности. Из приведенных в табл. 2 данных следует, что

Таблица 2
Высота расположения станций и число дней с Сб за пожароопасный период на территории Хакасской АО

Название станции	Высота, м	Среднее число дней
1. Минусинск	251	15
2. Хакасская	254	19
3. Маинский Рудник	328	17
4. Таштып	449	20
5. Шира	458	14
6. Бея	468	20
7. Сарагаш	490	14
8. Уйбат	524	23
9. Коммунар	842	19
10. Ненастная	1186	16

на территории Хакасской АО не прослеживаются связи между высотой расположения пунктов наблюдений и числом дней с Сб. Повторяемость облачности в большинстве случаев зависит от наличия большого числа горных хребтов, различно ориентированных по отношению к влагонесущим ветрам, расчлененности горных склонов, наличия межгорных котловин.

Наименьшее число дней с Сб (14—16) наблюдается на станциях, расположенных в котловинах — таких, как Минусинск, Сарагаш, Ненастная, наибольшее (до 23) — на ст. Уйбат, расположенной на юго-западном склоне хребта Кузнецкого Алатау.

Разнообразно распределение числа дней с Сб на территории Тувинской котловины. Относительно малооблачными можно считать западные ее районы (до 13—14 дней). Это связано с ориентировкой котловины, которая находится под влиянием иссушающих южных ветров, а проникающие северные ветры также не приносят влаги, так как оставляют ее на хребтах Западного Саяна. К востоку число облачных дней увеличивается и достигает 18—19.

Необходимо указать, что для большей части территории степень покрытия неба в дни с Сб составляла 5 баллов и более. Только для 20% станций число дней с облачностью менее 5 баллов несколько превысило 10% всех рассматриваемых дней.

Помимо этого, было подсчитано число дней, в которые Сб сохранялись на станции в течение 2—4 сроков подряд. Как и следовало ожидать, с увеличением сроков существования облачности число таких дней уменьшается. Для разных районов это уменьшение различно. Изменение числа дней с облачностью при сохранении ее от 1 до 4 сроков подряд для некоторых типичных станций приведено в табл. 3.

Таблица

Изменение числа дней при существовании Сб в течение 1—4 сроков (%)

Название станции	Сроки			Место расположения станции
	1—2	1—3	1—4	
1. Верещагино	50	20	10	Северо-запад Красноярского края
2. Енисейск	50	20	10	Запад Красноярского края
3. Минусинск	50	28	14	Центральная часть Минусинской котловины
4. Тэли	42	25	0	Западная часть Тувинской котловины
5. Уйбат	73	50	27	Отроги Кузнецкого Алатау
6. Ермаковск	74	52	30	Предгорья Восточного Саяна
7. Красноярск	70	50	25	Центральная часть Красноярского края

Наиболее резко уменьшается число дней с Сб в северо-западных и западных районах Красноярского края, Минусинской и Тувинской котловинах (при сохранении облачности 2 срока на 50% и больше, 3 срока — на 70%). Более продолжительное время Сб наблюдаются в предгорьях Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Абаканского хребта, в центральных районах Красноярского края. Изменения в числе дней для этих областей при существовании облачности 2 срока составляют не больше 30%, 3 срока — до 50%.

Кроме распределения числа дней с Сб по территории, рассматривалось распределение числа этих дней по месяцам пожароопасного периода. Как следует из данных табл. 1, максимальное число дней с кучево-дождевой облачностью может наблюдаться в любой из месяцев этого периода, за исключением сентября. Так, 38% всех станций имеют максимум в мае, 21% — июне и июле, 20% — в августе. В северных районах максимальное число облачных дней наблюдается в августе, в западных (за исключением Хакасской АО) — в июне. Для территории, расположенной южнее Красноярска и Хакасской АО, характерно относительно раннее наступление периода активной конвекции, которое приходится на май.

юль является наиболее облачным для районов Тувинской котловины. В других районах Красноярского края, от Туруханска до Огучан, в этот месяц наблюдается минимальное число дней с Сб в всего пожароопасного периода. На остальной территории Красноярского края, кроме предгорий Восточного Саяна, число облачных дней в июле немногим больше, чем в сентябре.

Из данных табл. 1 видно, что наряду со станциями, характеризующимися четко выраженным максимумом числа дней с Сб различные месяцы пожароопасного сезона, можно выделить районы с малой изменчивостью этой характеристики от месяца к месяцу. Так, для станций, расположенных в предгорьях Кузнецкого Алатау и Абаканского хребта, на Приангарском плато и юго-западных склонах Восточного Саяна изменения в числе дней от месяца к месяцу не превышают 3. Только между августом и сентябрем разница в числе дней может достигать 6.

Рассмотрим суточный ход кучево-дождевых облаков. Для 60% станций максимум облачности при 8 сроках наблюдений приходится на 16 ч. В некоторых районах максимум Сб может наступать в 19 ч, к ним относятся: западные части Тувинской и Минусинской котловин. На отдельных станциях кривая суточного хода имеет четко выраженный максимум и в интервале 16—19 ч наблюдается ровный ход облачности.

Пожарная опасность по территории Красноярского края, Тувинской АССР и Хакасской АО. Как было указано выше, ввиду отсутствия данных о повторяемости пожаров для указанной территории и в связи с необходимостью привлечения этих характеристик для оценки перспективности применения метода искусственных садков в борьбе с пожарами нами было подсчитано число дней пожарной опасностью III—V классов по 49 станциям. Число дней с различной пожарной опасностью рассчитывалось по методике ГМЦ [1], по формуле

$$\Gamma = \sum_{k=1}^n (t_k - \tau) t_k,$$

где Γ — показатель горимости, t — температура воздуха, τ — температура точки росы. Для расчета показателя горимости использовались наблюдения за температурой воздуха и точкой росы за срок, близкий к 15 ч местного среднего солнечного времени, в связи с тем, что этот срок наиболее полно отражает температурно-влажностный режим суток и соответственно условия горимости. По вычисленному показателю горимости определялся класс пожарной опасности и затем среднее число дней с пожарной опасностью III—V классов. Полученные данные за май—сентябрь с 1966 по 1970 г. представлены в табл. 1. Видно, что число дней с пожарной опасностью III класса и выше в течение месяца изменяется по территории в среднем от 5 до 18. Максимальное их число в отдельные месяцы может достигать 22. Для $\frac{3}{4}$ территории число дней с пожарной опасностью не превышает 8—12. Высокой

пожарной опасностью отличаются районы Приангарского плато Тувинской котловины и предгорья Кузнецкого Алатау, в среднем здесь наблюдается от 13 до 18 таких дней в месяц. Для северных районов Красноярского края получено наименьшее число дней с пожарной опасностью — до 8 дней в месяц.

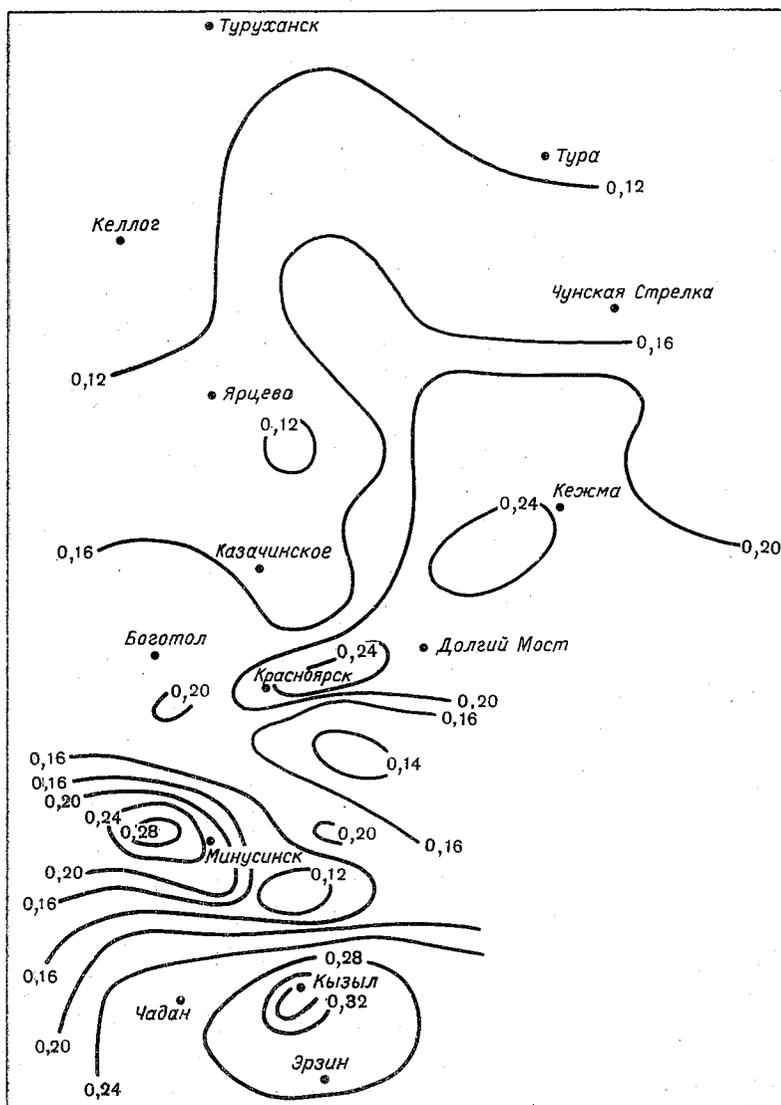


Рис. 1. Распределение вероятностей совместного появления облачности и пожарной опасности по территории Красноярского края, Тувинской АССР и Хакасской АО.

На значительной территории Красноярского края месяцем наибольшей пожарной опасностью является июль. Для Тувинской АССР и некоторых южных районов Хакасской АО максимум этой величины смещается на июнь. В северных районах в августе число дней с пожарной опасностью больше, чем в июне. В то же время август для этого района является наиболее облачным. Южнее Приангарского плато, напротив, пожарная опасность в июне больше, чем в августе.

Характеристика перспективности района для проведения работ по тушению лесных пожаров. Перспективность района для проведения работ по тушению пожаров оценивалась на основе так называемого комплексного показателя. Этот показатель отражает, с одной стороны, вероятность наличия облачности, пригодной для вызывания осадков, с другой стороны, вероятность пожарной опасности III—V классов. Считая в первом приближении наличие этих двух характеристик независимыми событиями, мы вычислили вероятность их совместного появления. Значения последней приведены на рис. 1.

Из анализа этих данных следует, что вероятность изменяется от 0,10 до 0,42. Наиболее низкие ее значения (от 0,10 до 0,14) получены для района левобережья Енисея (до отрогов Восточного Саяна). Высокие значения вероятности (не ниже 0,24) наблюдаются в центре Красноярского края, Приангарского плато, в предгорьях Кузнецкого Алатау. Наконец, самые большие ее значения отмечены на территории Тувинской АССР, где на всех станциях вероятность выше 0,25, а на ст. Кызыл достигает 0,42. В районах вероятностью 0,24 и выше практически около 7 дней в месяц наблюдаются ситуации, благоприятные для проведения работ по регулированию осадков в зоне лесных пожаров.

Сравнение вероятности совместного появления облачности и горимости с аналогичной характеристикой, полученной ранее для района Забайкалья [3], показывает, что в основном на той же другой территориях условия, благоприятные для тушения лесных пожаров указанным методом, наблюдаются примерно с одинаковой частотой. Исключение составляет Тувинская АССР, где возможности для проведения работ несколько больше, чем в любом районе Забайкалья.

Выводы

На основании анализа полученных материалов можно сделать следующие выводы:

1. На рассматриваемой территории число дней с кучево-дождевой облачностью изменяется в среднем от 10 до 23 в месяц. Наиболее облачными районами являются юго-западные склоны Восточного Саяна и северо-западные склоны Западного Саяна, предгорья Кузнецкого Алатау, Абаканского хребта, восточные районы тувинской котловины.

2. Число дней в месяц с пожарной опасностью III—V класс изменяется по территории в среднем от 5 до 18. Высокие значения этой величины получены для района Приангарского плато, Кунецкого Алатау и Тувинской котловины.

3. На площади, составляющей 75% территории, наибольшая пожарная опасность отмечается в июле.

4. Наиболее благоприятные для проведения работ по тушению лесных пожаров искусственными осадками (свыше 7 дней в месяц) на этой территории являются центральные районы Красноярского края, Приангарского плато, Хакасской АО, Тувинской АССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гриценко М. В., Шабунина Т. А. К расчету показателя горимости леса. Методические указания. Гидрометцентр СССР, 1967. 12 с.
2. Никитюк В. А. и др. О работах по тушению лесных пожаров искусственными вызываемыми осадками на ЕТС в 1972 г.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 94—100.
3. Оренбургская Е. В., Сумин Ю. П. Исследование условий, благоприятных для воздействий, в пожароопасных районах Забайкалья.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 74—80.
4. Оренбургская Е. В. К характеристике кучево-дождевых облаков в сельных лесных районах Восточной Сибири.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 81—91.
5. Осипова Г. И., Прохорова Г. Н. Облачные ресурсы для активных воздействий в Архангельской области и Коми АССР в пожароопасный сезон.—«Тр. ГГО», вып. 356, с. 92—102.
6. Справочник по климату СССР, вып. 21, часть V. Гидрометеониздат, 1967, с. 189—196.

Г. Н. Прохорова

ОЦЕНКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ НАД ПОЖАРООПАСНОЙ ТЕРРИТОРИЕЙ ТЮМЕНСКОЙ ОБЛАСТИ

Уничтожение леса пожарами происходит ежегодно в различных районах страны и имеет иногда характер стихийных бедствий, как это было на ЕТС в засушливом 1972 г. Причиной тому являются погодные условия, и деятельность человека. Наряду с существующими средствами тушения лесных пожаров в течение последних пяти лет проводятся работы по искусственному вызыванию дождей из облаков мощной конвекции над районами лесных пожаров [5—7]. Для проведения таких работ необходимо выяснить возможности для воздействий на облака мощной конвекции. Целью данного исследования и является качественная оценка распределения кучево-дождевых облаков над лесными районами Тюменской области.

Тюменская область занимает большую часть Западной Сибири, последняя находится почти в центре Азиатского материка потому испытывает на себе влияние как Атлантики, так и континента. Кроме того, на климате рассматриваемого района сказываются особенности рельефа. Западно-Сибирская равнина, на которой расположена Тюменская область, ограждена с запада Уральскими горами, с востока Среднесибирским плоскогорьем, север и юг — открыты для вторжений холодного арктического воздуха и теплого континентального умеренного или тропического, что, естественно, приводит к обострению фронтальных разделов. Основная водная артерия — р. Обь с главным притоком Иртышом и многочисленными мелкими реками. По северу территории проходит естественная возвышенность — Сибирские Увалы с высотами 100—200 м. Лесом покрыто 70% территории Тюменской области — от южной границы до 57° с. ш. Почти $\frac{3}{4}$ территории занимают заповедные пространства и множество больших и малых озер [3, 4].

В конце весны и начале лета, когда наступает разлив рек, заповедные площади и многочисленные озера превращаются

в сплошные водные пространства. Это определенным образом склывается на тепловом режиме — происходит более медленное повышение температуры воздуха и прогрев почв. На температурный режим, особенно северных районов, существенное влияние лето оказывает Карское море, играя роль «естественного холодильника».

Использованный материал и полученные результаты. Оценка распределения кучево-дождевых облаков над территорией Тюменской области проводилась по данным восьмисрочных наблюдений (светлое время суток) на 49 станциях в течение трех летних месяцев (июнь — август) за шесть лет (1966—1971 гг.).

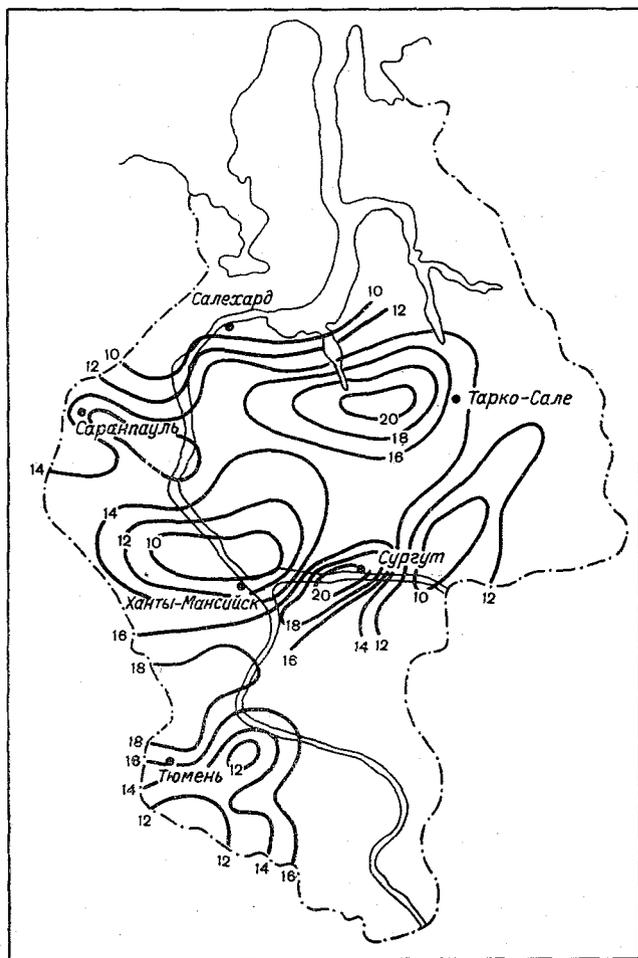


Рис. 1. Распределение числа дней с кучево-дождевыми облаками.

В виду того что климат Западной Сибири континентальный характеризуется короткими переходными сезонами, данные за сене-осенние месяцы май и сентябрь не были использованы для счета, так как в мае отмечается поздний снег, а в сентябре начинаются ранние заморозки.

Учитывая практическую направленность данной работы — в конечном итоге выявить районы, наиболее благоприятные для проведения работ по активным воздействиям на облака мощной конвекции над пожароопасной территорией, мы рассмотрели следующие характеристики:

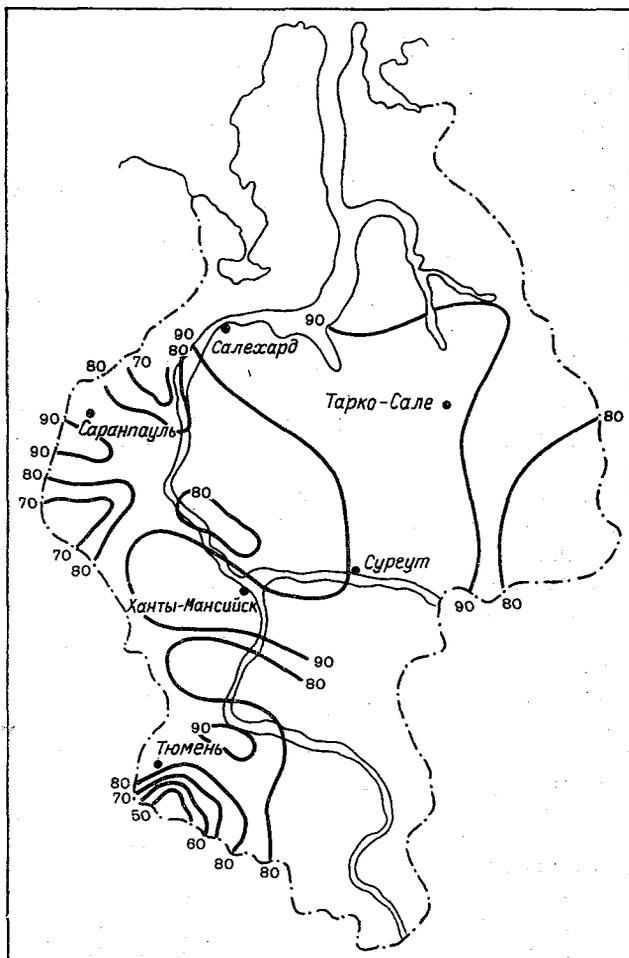


Рис. 2. Вероятность (%) числа дней с кучево-дождевыми облаками при нижней облачности 5 баллов и более (вероятность дней, наиболее благоприятных для воздействия).

1) дни с кучево-дождевыми облаками, отмеченными хотя бы в один из сроков наблюдений, независимо от количества баллов

2) дни с кучево-дождевыми облаками при количестве облаков нижнего яруса 5 баллов и более;

3) дни с кучево-дождевыми облаками, отмеченными в двух сроках наблюдений и более.

Среднее число дней с кучево-дождевыми облаками, вычисленное за каждый отдельный месяц летнего сезона, отличается от среднего значения за июнь — август максимально на три дня, поэтому весь приведенный в статье материал представлен средними значениями за летний сезон (в картированном виде, наиболее удобном для практического пользования).

Число дней с кучево-дождевыми облаками (отмеченными хотя бы в один из сроков наблюдений независимо от их количества) распределяется над территорией Тюменской области следующим образом (рис. 1): наибольшее число дней (с максимумом до 20 дней) выделено в двух районах — на севере территории южной Обской губы и севернее Тюмени в направлении на Сургут. На остальной территории эта величина убывает до 12—10 дней, что, видимо, является следствием большой заболоченности почвы. Малый прогрев последней ослабляет развитие конвекции. Небольшие значения на севере территории можно объяснить соседством с ней «холодильника» — Карского моря, которое также является задерживающим началом для развития конвекции.

По данным Б. П. Алисова [3], над рассматриваемой территорией пути циклонов в июле проходят: с запада на восток южной Обской губы и с юго-запада на северо-восток восточнее Ханты-Мансийска.

Как видно из рис. 1, области максимального числа дней с кучево-дождевыми облаками соответствуют районам сферы фронтальной деятельности.

Представляет также интерес выяснить вопрос о том, в каком соотношении находится число дней, когда кучево-дождевые облака отмечались в количестве 5 баллов и более (рис. 2), с полученными средними значениями (рис. 1). Оказалось, что для большей части рассматриваемой территории это соотношение составляет 80—90% и лишь к северу от Казахского мелкосопочника отмечен небольшой район, где оно уменьшается до 50%.

При проведении работ по тушению лесных пожаров с применением метода искусственного вызывания осадков из облаков мощной конвекции важно знать продолжительность существования этих облаков в течение светлого времени суток. С этой целью рассматривались дни, когда кучево-дождевые облака отмечались в двух сроках наблюдений и более. Максимальная вероятность таких дней составляет 70—80% и отмечена в тех же районах, где наблюдается настоящее число дней с Сб (рис. 1). На остальной территории эти значения убывают до 40—30% (табл. 1). В таблице станции расположены в порядке убывания их широты с севера на юг.

Как известно, максимум развития кучево-дождевых облаков приходится на послеполуденные часы. В связи с этим интересно иметь распределение над рассматриваемой территорией отношения (%) суммы числа случаев кучево-дождевых облаков, отмеченных в дополуденное время, к общему числу наблюдений (рис. 3). Как же как и для предыдущих характеристик,— среднего числа дней с кучево-дождевыми облаками и вероятности дней с кучево-дождевыми облаками, отмеченными в двух сроках наблюдений более,— максимальные значения этой величины отмечаются уже рассмотренных ранее областях максимумов — южнее

Таблица 1

Вероятность (%) числа дней с кучево-дождевой облачностью, отмеченной в двух сроках наблюдений и более (1), числа дней кучево-дождевой облачностью без осадков (2), а также максимум (3) и минимум (4) числа дней с кучево-дождевой облачностью

Название станции	1	2	3	4	Название станции	1	2	3	4
ыда	51	11	15	5	Ларьяк	44	9	17	3
идоровск	65	11	16	7	Сургут	73	17	25	12
алехард	38	17	11	1	Лобчинские	49	14	16	3
олуй	84	27	24	2	Ханты-Мансийск	56	7	19	2
ренгой	63	21	19	9	Угуг	55	17	18	5
итляр	50	18	19	6	Алтай	64	20	22	10
адым	70	21	24	13	Шаим	46	24	21	8
ужи	44	15	11	1	Леуши	52	9	19	4
ирко-Сале	64	16	23	3	Демьянское	45	13	20	4
аранпауль	66	16	21	8	Лымковские	59	26	25	8
олька	65	13	17	3	Уват	60	12	21	8
ерезово	56	10	20	6	Тобольск	48	11	18	6
азым	51	29	19	7	Вагайское	56	22	18	2
осьвинская К/база	48	21	21	6	Ярково	67	23	24	9
умто	41	13	17	6	Тюмень	56	9	25	7
але-Савой	63	20	20	5	Балахлей	55	18	17	1
грим	62	17	20	7	Викулово	53	10	21	6
ктябрьское	59	8	20	2	Ялуторовск	36	12	12	2
яксимволь	28	21	15	4	Вагай	42	6	10	3
основный мыс	45	8	13	3	Гольшманово	57	22	16	3
ар-Еган	48	20	14	3	Ишим	53	8	15	5
онгокурт	36	11	16	4	Бердюжье	33	21	13	3
рмаково	62	13	22	8	Сладково	64	8	20	6
оршково	63	15	20	3	Ильинское	57	16	17	5
ытомино	65	8	25	8					

Обской губы и в районе Тюмени — Сургута. Оказывается, что в до-полуденные часы в областях максимумов на части станций за счет облачности фронтального происхождения кучево-дождевые облака могут наблюдаться почти в половине всех отмеченных случаев около 40% (до 44% в районе Сургута). Это же отношение, в численное за утренние сроки (6, 9 ч), когда условия для термической конвекции практически отсутствуют, составляет для территории Тюменской области от 11 до 28%. Таким образом, рис. дает представление не только о возможностях воздействия на облака мощной конвекции в дополуденные часы, но и является ко-венным показателем распределения фронтальной облачности.

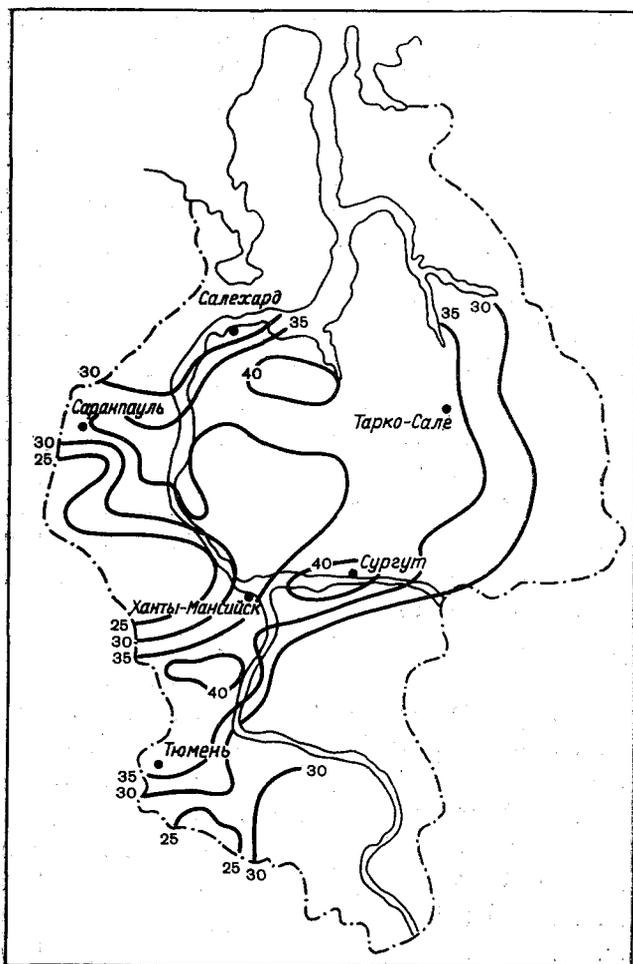


Рис. 3. Вероятность (%) кучево-дождевых облаков в дополуденное время — косвенный показатель распределения фронтальной облачности.

По представленным картам (на основании шестилетнего ряда наблюдений) выявлено относительное распределение кучево-дождевых облаков над территорией Тюменской области, выделены районы, где фронтальные процессы отмечаются наиболее часто с максимумами рассмотренных выше характеристик).

На фоне общей закономерности распределения кучево-дождевых облаков в отдельные годы число дней с ними может значительно отличаться от полученных средних, поэтому необходимо иметь представление о возможных колебаниях этой величины. Об изменении числа дней с кучево-дождевыми облаками можно судить по значениям максимума и минимума, отмеченным в течение рассмотренного периода, которые отражают истинную изменчивость этой величины в силу непродолжительности выбранного ряда наблюдений (табл. 1). Распределение по территории максимума и минимума числа дней с кучево-дождевыми облаками аналогично распределению среднего числа дней с кучево-дождевыми облаками, представленными на рис. 1. Число дней с кучево-дождевыми облаками в областях максимумов изменяется от 25 до 13, в областях минимумов — на севере от 12 до 1, на юге от 10 до 3. Для большинства станций (73%) разность между максимумом и минимумом числа дней с кучево-дождевыми облаками составляет от 10 до 15 дней. Максимальное значение этой разности (22 дня) отмечено на ст. Полуй (от 24 дней в июле до 2 дней в июне).

Максимальное число дней с кучево-дождевыми облаками отмечалось наиболее часто в августе, что вполне объясняется наибольшим прогревом подстилающей поверхности, и, кроме того, в начале лета бывают половодья, которые не являются стимулом для развития конвекции. Максимальное развитие кучево-дождевых облаков отмечено в 15 и 18 ч с преобладанием максимума в 18 ч в июне и июле.

Для целей воздействия несомненный интерес представляют сведения о днях, в которые при наличии кучево-дождевых облаков 5 баллов и более осадки не отмечались. В среднем за шесть лет такие дни составляли от 6% (Вагай) до 29% (Казым) от общего числа дней с кучево-дождевыми облаками. В качестве справочного материала они помещены в табл. 1.

Следует иметь в виду, что полученные значения не являются нормой, а лишь позволяют судить об их порядке. Это дает возможность произвести качественную оценку территории. Из-за отсутствия статистических данных о температуре, мощности, водности облаков мощной конвекции (данных, которые позволили бы определить пригодность облаков для активных воздействий) непосредственно оценить облачные ресурсы невозможно. Опыт работ УкрНИГМИ на экспериментальном метеорологическом полигоне показывает, что «...при наличии единичных облаков конвективных форм они не достигают достаточно большой мощности и воздействия на них не дают должного эффекта. С развитием вертикальной мощности облаков увеличивается и их количество. Отобрав

случаи по наблюдениям метеостанций с Su согр. и Sb в количестве 5 баллов и больше, можно с большой вероятностью предлагать, что часть этих облаков может быть использована для получения искусственных осадков». [7]. Именно поэтому общее распределение кучево-дождевых облаков над территорией Тюменской области было рассмотрено без учета балла облачности, а для оценки дней, наиболее благоприятных для воздействия, подсчитывалась вероятность кучево-дождевых облаков 5 баллов и более (рис. 2) и все характеристики, представленные в статье, рассматривались исходя из указанного балла облачности.

Таким образом, анализ представленного материала позволил выделить районы, где кучево-дождевые облака отмечаются наиболее часто, и получить представление о вероятности дней, наиболее благоприятных для воздействия, и о возможности воздействия в допосуденные часы.

Для рекомендации районов, которые могут явиться наиболее благоприятными для проведения работ по тушению лесных пожаров, необходимо выявить соотношение в распределении характеристик кучево-дождевой облачности и пожарной опасности в течение выбранного периода, поскольку одни и те же погодные условия определяют образование облаков мощной конвекции и являются причиной возникновения лесных пожаров. Для удаленных районов Сибири процент пожаров, связанных с деятельностью человека, может считаться несущественным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арцыбашев Е. С. Тушение лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками из облаков. М., Лесная промышленность, 1973. 86 с.
2. Бергерон Т. Лекции об облаках и практическом анализе карты. М., Редакционно-издательский отдел Центрального управления единой Гидрометеорологической службы СССР, 1934. 154 с.
3. Орлова В. В. Западная Сибирь. Л., Гидрометеиздат, 1962. 359 с.
4. Справочник по климату СССР. Вып. 17, ч. 5. Л., Гидрометеиздат, 1969. 206 с.
5. Никитюк В. А. и др. О работах по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками на ЕТС в 1972 г.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 94—101.
6. Осипова Г. И., Прохорова Г. Н. Облачные ресурсы для активных воздействий в Архангельской области и Коми АССР в пожароопасный сезон.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 92—102.
7. Прихотько Г. Ф., Яшовская З. М. Повторяемость мощной конвективной облачности над Украиной.—«Тр. УкрНИГМИ», 1965, вып. 47, с. 65—68.

Г. И. Осипова

ОСОБЕННОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ В АТМОСФЕРЕ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА РАЗВИТИЕ ОСАДКООБРАЗУЮЩИХ ОБЛАКОВ

Введение. В распределении облачности и осадков над равнинной частью Севера Европейской территории СССР в летние месяцы существуют некоторые особенности по сравнению с распределением их в других районах. Северные районы (в частности, Архангельская область, Коми АССР) характеризуются большим, чем в других районах, числом дней с нижней облачностью и убыванием их с севера на юг. Но количество осадков здесь возрастает с севера на юг и юго-запад. Такое территориальное распределение облачности и осадков связано, очевидно, с особенностями развития облачности. С этими особенностями связано, по-видимому, то, что краткосрочный прогноз конвективных облаков (а они в летнее время являются преобладающими) по методу слоя и другим методам [1, 2] для северных районов в значительной части случаев рассчитать нельзя. Для средних широт Европейской и Азиатской территории СССР использование этих методов прогноза дает удовлетворительные результаты.

Настоящая работа посвящена исследованию причин существующего распределения облачности и осадков в летние месяцы над Европейской территорией ССР, а также выяснению условий, ограничивающих применение методов краткосрочных прогнозов (метода слоя, метода частицы) развития конвективных облаков в северных районах.

Для анализа были использованы данные дневного срока районирования за 1954—1963 и 1966—1971 гг., синоптические карты и материалы учащенных наблюдений за облачностью.

О некоторых особенностях распределения влажности, нижней облачности и осадков над равнинной частью Европейской территории СССР в летние месяцы. Наземные наблюдения за облачностью по разным причинам не всегда точны, но они имеют длин-

ные ряды данных, что придает им определенную надежность. Интересно сравнить данные наблюдений за облачностью с данным по другим метеорологическим элементам как у земли, так и в разных высотах.

В различные месяцы теплого периода над Европейской территорией СССР преобладающими являются облака конвективных форм. Осадкообразующими являются главным образом облака нижнего яруса (преимущественно конвективных форм) и частицы среднего.

Таблица

Средние месячные многолетние значения облачности, осадков и влажности воздуха за июль и год

Станция	Число пасмурных дней с нижней облачностью		Количество осадков, мм		Упругость водяного пара, мбар		Относительная влажность, %	
	VII	год	VII	год	VII	год	VII	год
Архангельск	4,1	100	62	529	13,0	6,8	73	82
Сыктывкар	4,0	101	72	514	13,6	6,4	72	79
Печора	7,0	103	58	522	11,4	5,5	70	78
Каргополь	3,0	108	67	531	13,8	6,8	73	80
Ленинград	2,5	108	62	576	14,7	7,8	74	80
Курск	1,8	98	78	615	15,0	8,1	68	77
Киев	1,3	83	74	610	15,5	8,8	67	75
Ростов-на-Дону	0,3	71	51	483	15,7	9,1	56	72
Саратов	1,1	65	43	390	13,7	7,2	54	69

Как видно из данных Справочника по климату СССР [1], число пасмурных дней по нижней облачности в месяцы максимального развития термической конвекции над равнинной частью Европейской территории СССР наибольшее на севере и убывает к центральным и особенно к южным и юго-восточным районам. Однако количество осадков на севере меньше, чем в центральных и юго-западных районах, и больше, чем на юго-востоке. Упругость водяного пара (у земли) возрастает с севера на юг и юго-запад. Относительная влажность, наоборот, наибольшая на севере и северо-западе и убывает к югу и юго-востоку (табл. 1). Очевидно, что большее число пасмурных дней по нижней облачности и большая относительная влажность взаимосвязаны.

Кроме распределения относительной влажности у земли в различных районах Европейской территории СССР, интересно рассмотреть ее распределение с высотой в этих районах, а также определить ее роль в развитии нижней облачности.

Особенности распределения относительной влажности воздуха высотой и развитие облачности. Анализ изменения относительной влажности с высотой в летние месяцы показал, что средняя месячная относительная влажность воздуха на уровнях 850 и 700 мбар северных и западных районах выше, чем в южных и юго-восточных (табл. 2). Из данных табл. 1 и 2 видно также, что в северных северо-западных районах (Архангельск, Сыктывкар, Ленинград) относительная влажность наиболее высокая на нижних уровнях — земли и на 850 мбар — по сравнению со средним (700 мбар)

Таблица 2

Средняя месячная относительная влажность воздуха (%) на разных уровнях в атмосфере в июле

Станция	Период наблюдений	Изобарическая поверхность, мбар		
		850	700	500
Архангельск	5	68	64	51
	10	70	64	52
Сыктывкар	5	63	63	52
	10	67	65	51
Ленинград	5	68	65	51
	10	70	64	51
Курск	5	66	66	51
Киев	5	62	62	55
	10	62	65	54
Ростов-на-Дону	5	48	53	48
Саратов	5	51	59	49

с верхним (500 мбар) уровнями. В южных районах (Саратов, Ростов-на-Дону) наиболее высокая влажность отмечается на среднем уровне (700 мбар). На уровне 500 мбар относительная влажность воздуха всюду убывает по сравнению с нижележащими уровнями. Этот ход влажности виден из данных и за 5 и 10 лет (табл. 2).

Ход относительной влажности от уровня 850 мбар к уровню 500 мбар за отдельные дни показывает, что наиболее вероятны во всех пунктах дни с колебаниями влажности $\pm 10\%$. При этом на южных станциях (Ростов-на-Дону, Саратов, Киев) вероятность дней с такими малыми изменениями влажности составляет 70%, к северу вероятность дней с малыми изменениями влажности с высотой убывает и возрастает вероятность дней с большими изменениями. Так, в Курске и Ленинграде малые изменения влажности ($\pm 10\%$) составляют 50%, в Архангельске и Печоре — около 40%.

Вероятность дней (%) с колебаниями относительной влажности воздуха в определенных пределах
от уровня 850 мбар к уровню 700 мбар

Станция	Ме- сяц	Пределы (от — до)														Сумма изменений			
		-70 -61	-60 -51	-50 -41	-40 -31	-30 -21	-20 -11	-10 -1	0	11 20	21 30	31 40	41 50	51 60	61 70	71 80	81 90	положи- тельных	отрица- тельных
Архангельск	VI	0,5		1,7	6,7	10,1	20,0	24,4	12,8	8,3	6,1	6,1	6,1	2,8		0,5		38,9	61,0
	VII	0,3		2,9	3,9	9,4	19,1	23,6	15,9	10,0	7,4	4,5	4,5	1,6	0,6	0,3		36,0	63,9
Сыктывкар	VI		0,3	4,0	7,1	16,0	17,5	19,4	14,4	7,7	9,0	1,5	1,5	0,6	0,6			46,4	53,5
	VII	0,3		2,1	5,9	14,7	22,9	27,3	10,9	5,2	5,0	2,1	2,1	0,9	1,5	0,3	0,6	46,2	53,8
Печора	VI		0,8	3,2	4,8	15,0	15,0	25,8	13,3	7,2	4,8	3,2	3,2	2,4	1,6	0,3	0,8	39,6	59,1
	VII		0,8	3,2	6,4	10,6	22,8	18,7	9,8	12,2	7,2	3,2	3,2	4,7	0,8			43,8	56,6
Каргополь	VI		2,2	2,3	8,9	14,6	21,3	15,8	11,1	12,3	5,6	3,5	4,4	2,2	2,2			47,1	52,7
	VII		2,2	2,2	12,1	19,6	16,3	10,8	14,1	10,8	7,5	2,2	2,2	2,2	2,2			33,9	66,1
Ленинград	VI		1,1	1,1	4,5	21,2	19,5	40,2	11,3	5,6	1,1	1,1	1,1	2,2	2,2			40,3	59,3
	VII		1,0	1,0	4,3	11,4	19,7	33,4	11,7	11,0	3,0	2,3	2,3	1,7	0,3			36,4	63,4
Псков	VI		2,5	2,5	3,8	5,0	21,2	37,3	16,3	6,3	2,5	1,3	1,3	1,3				35,0	65,0
	VII		1,2	1,2	1,2	4,6	23,0	40,2	16,1	10,3	3,4							30,0	70,0
Курск	VI		2,6	2,0	9,2	24,1	16,1	26,7	11,5	4,6	3,4							54,0	45,9
	VII		1,1	2,2	3,3	17,9	24,7	29,2	10,1	4,5	5,6	1,1						49,2	50,5
Киев	VI			1,3	6,0	12,7	34,7	34,7	6,0	2,0	1,3	0,7						55,4	44,7
	VII		0,7	0,6	5,2	16,4	32,1	36,4	6,4	1,2	0,6	0,6						54,3	45,2
Ростов-на- Дону	VI			0,7	5,1	10,9	36,2	37,0	5,8	2,2	2,2							52,9	47,1
	VII	0,7		0,7	2,7	19,3	31,3	40,0	4,0	0,7	0,7							54,7	45,4
Саратов	VI		1,7	1,7	5,2	20,7	32,7	27,6	3,5	5,2	1,7							62,0	38,0
	VII	0,7	0,7	2,0	5,9	27,6	34,2	23,0	2,0	2,6	1,1							71,1	28,9

На северных станциях встречаются значительные изменения относительной влажности (40—50 и даже 70 и 80%) от уровня 50 мбар к уровню 700 мбар. На южных станциях такие колебания влажности с высотой почти не наблюдаются. Так, например, вероятность дней с уменьшением относительной влажности с высотой на 40% и более составляет на южных станциях в июле (Саратов, Ростов-на-Дону, Киев) не более 2%. В центре (Курск) эта вероятность составляет 4%, на северо-западе (Ленинград) 4%, на северо-востоке вероятность такого уменьшения влажности в июне и июле равна соответственно в Каргополе 8 и 4%, в Печоре 9 и 7%, Сыктывкаре 3 и 5%, Архангельске 9 и 7%.

Вероятность уменьшения влажности на 30% и более от уровня 850 мбар к уровню 700 мбар составляет на северных станциях (Архангельск, Сыктывкар, Печора, Каргополь) от 10 до 25% (в среднем 15%), на северо-западе и в центре от 10 до 7%, на юго-западе и юго-востоке всего от 1 до 2%.

Общая вероятность дней с убыванием относительной влажности от уровня 850 мбар к уровню 700 мбар в июле составляет, например, в Архангельске 64%, Сыктывкаре 53%, Печоре 57%, Каргополе 66%, Ленинграде 63%, Курске 50%, в Киеве 45%, Ростове-на-Дону 45%, в Саратове только 29%, т. е. на южных станциях преобладает возрастание влажности с высотой (табл. 3).

Как связана относительная влажность воз-

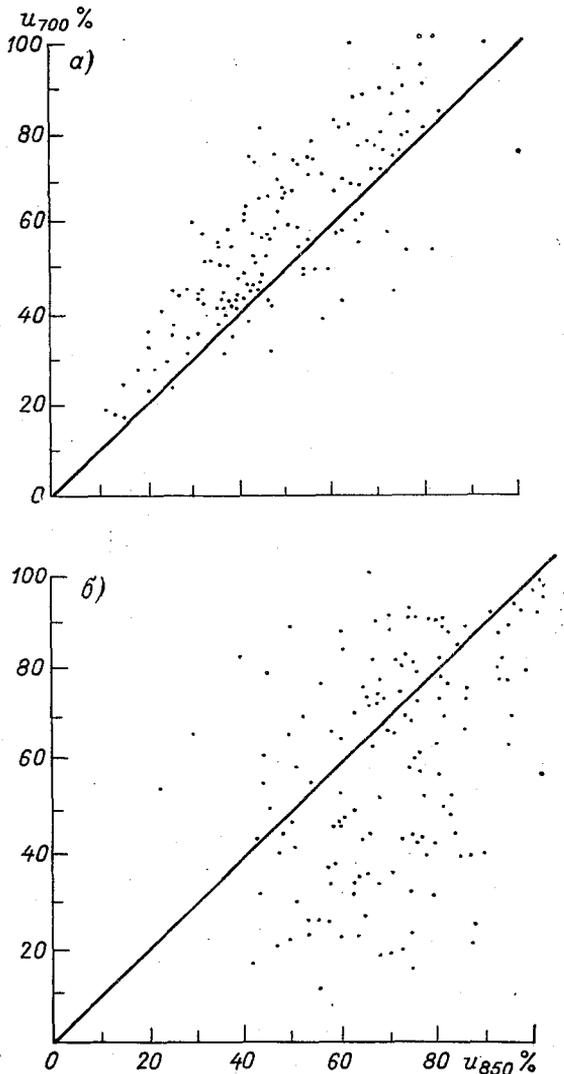


Рис. 1. Связь между значениями относительной влажности воздуха на уровнях 850 и 700 мбар.

а — в Архангельске, б — в Саратове.

духа на уровне 850 мбар с влажностью на уровне 700 мбар, отчетливо видно из рис. 1, где по осям отложены значения относительной влажности на соответствующих уровнях. На южных станциях (Саратов) существует достаточно тесная ($r=0,62$) связь между значениями влажности на уровнях 850 и 700 мбар, поэтому при высокой относительной влажности на уровне 850 мбар естественно ожидать высокую влажность и в средних слоях (на уровне 700 мбар)

Таблица 1

Вероятность дней (%) со значениями относительной влажности воздуха ниже 50% на разных уровнях в атмосфере

Станция	Месяц	Изобарические поверхности, мбар			Станция	Месяц	Изобарические поверхности, мбар		
		850	700	500			850	700	500
Архангельск	VI	15,0	29,4	44,4	Курск	VI	34,2	31,0	50,0
	VII	11,5	36,0	49,0		VII	17,3	20,0	52,8
Печора	VI	22,9	25,8	41,6	Киев	VI	32,7	18,0	44,0
	VII	10,5	25,8	54,0		VII	27,7	21,3	54,2
Сыктывкар	VI	22,2	30,4	48,0	Ростов-на-Дону	VIII	22,9	24,3	50,1
	VII	13,8	25,1	48,5		VI	32,8	26,0	53,5
Каргополь	VI	11,1	33,3	50,0	Саратов	VII	48,0	54,5	54,8
	VII	5,4	31,1	59,4		VIII	56,8	49,9	57,4
Ленинград	VI	15,6	21,6	51,0	Саратов	VI	45,0	33,3	43,4
	VII	10,6	24,6	52,0		VII	50,6	34,8	54,7
Псков	VI	15,8	20,0	55,5	Саратов	VIII	46,5	44,0	54,3
	VII	4,5	13,8	51,4					

В центральных районах (Курск) также существует связь между значениями относительной влажности на уровнях 850 и 700 мбар, хотя и менее тесная ($r=0,58$), чем в южных районах.

В северных районах (Архангельск) связи между значениями относительной влажности на уровнях 850 и 700 мбар нет, что затрудняет прогноз развития облаков по методу слоя. При этом на уровне 700 мбар в летние месяцы преобладает влажность более низкая, чем на уровне 850 мбар. От уровня 700 мбар к уровню 500 мбар преобладает уменьшение влажности.

В работах [2, 3] было показано, что осадки не выпадают при суммарном дефиците точки росы в атмосфере (на уровнях 850, 700, 500 мбар) выше 37°C или при средней относительной влажности в слое 850—500 мбар ниже 50%.

В настоящей работе рассмотрена вероятность дней с относительной влажностью ниже 50% на уровнях 850, 700 и 500 мбар. Выяснено, что в северных районах на уровне 850 мбар вероятность

ей с относительной влажностью ниже 50% составляет в июне 11 до 23%, в июле — всего от 5% (Каргополь) до 14% (Сыктывкар) (табл. 4). Это означает, что условия влажности в нижнем слое атмосферы до уровня приблизительно 850 мбар благоприятны для развития облачности в 86—95% дней. Но на уровне 700 мбар в северных районах вероятность дней с относительной влажностью ниже 50% резко возрастает по сравнению с вероятностью таких дней на уровне 850 мбар и составляет в июне и июле соответственно 30 и 25% в Сыктывкаре, 33 и 31% в Каргополе, 29 и 36% в Архангельске (табл. 4). Это означает, что уменьшается вероятность дней с благоприятными условиями для развития облачности до 65—70%. Близкое к этому распределение влажности наблюдается и на северо-западе Европейской территории СССР (Ленинград и другие пункты). Все это указывает на значительную (в части дней месяца) сухость воздуха в средних слоях атмосферы и на неблагоприятные условия для развития облачности в таких случаях, хотя высокая влажность воздуха земли и в нижних слоях атмосферы (до уровня 850 мбар) позволяет предполагать, что облачность может развиваться. И она действительно часто развивается до очень небольшой высоты. В этих случаях отсутствует возможность для удовлетворительного прогноза облачности, в частности по методу слоя. Неблагоприятные условия для развития облачности и прогнозы ее в результате отчетенного распределения влажности с высотой могут достигать 5—35% дней в месяц.

В центральных и южных районах вероятность дней с относительной влажностью ниже 50% на уровне 850 мбар значительно больше, чем в северных, и составляет в июне и июле соответственно в Курске 34 и 17%, в Киеве 33 и 28%, в Ростове-на-Дону 33 и 45%, в Саратове 45 и 51% (табл. 4). На уровне 700 мбар вероятность дней с относительной влажностью ниже 50% в основном меньше, чем на уровне 850 мбар. Она составляет в июне и июле на уровне 700 мбар соответственно в Курске 31 и 20%, в Киеве — 18 и 21%, в Ростове-на-Дону 26 и 48%, в Саратове 33 и 35%. Это свидетельствует о более благоприятных условиях для развития облачности на среднем уровне по сравнению с нижним. Однако то, что в нижнем слое атмосферы в южных районах велика вероятность дней с низкой влажностью и несколько меньше она в средних слоях, но тоже велика, показывает, что здесь менее благоприятные условия для развития облачности в значительном слое, т. е. на всех уровнях от 850 до 500 мбар. Если здесь облака появляются, то сразу в значительном слое. Послойное распределение относительной влажности с высотой в отдельные дни в центральных и южных районах более равномерное, чем в северных районах. На уровне 500 мбар условия для развития облаков существуют примерно в 50% дней, как видно из табл. 4.

На рис. 2 приведены примеры вычисления вертикальной мощности облаков по методу слоя для различных условий распределения влажности в атмосфере в Архангельске. Так 6 июля 1962 г.

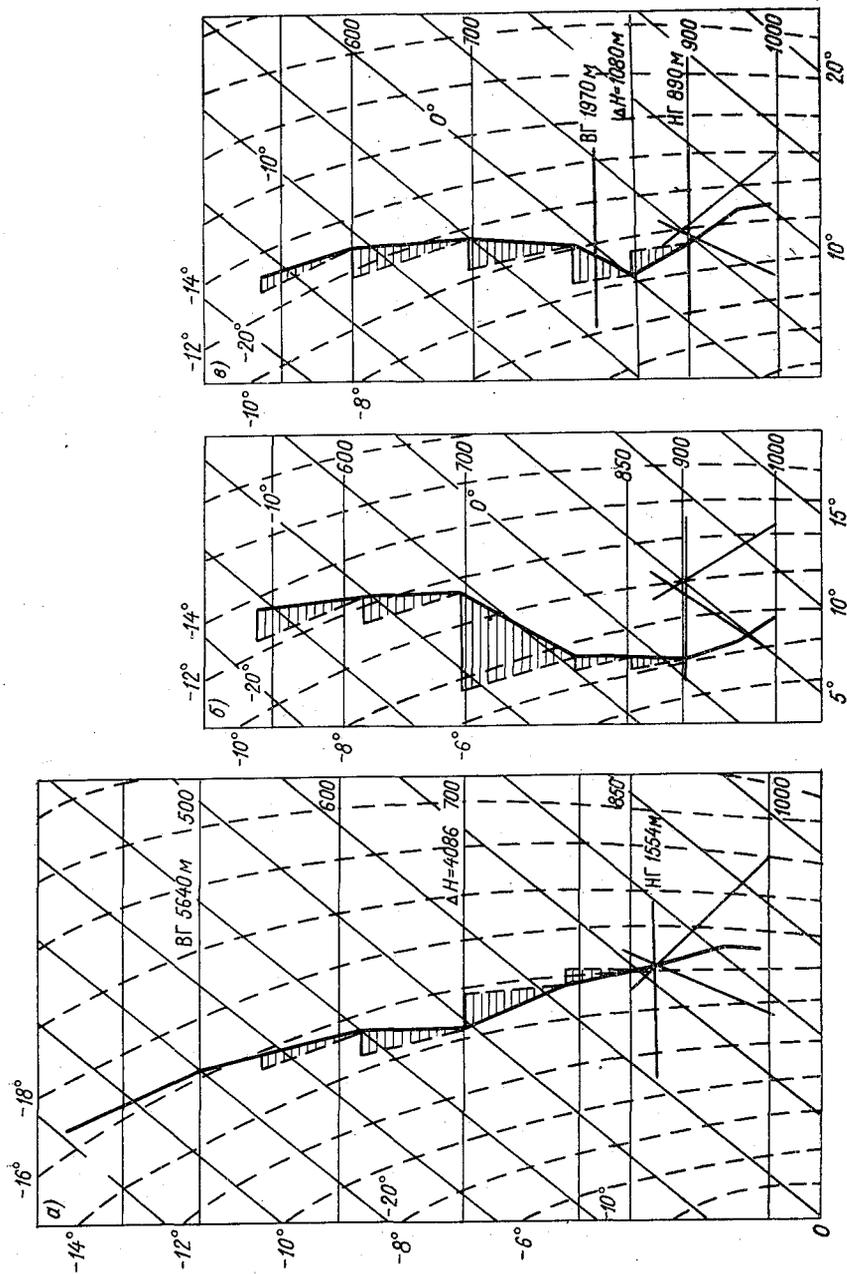


Рис. 2. Вычисление мощности облаков по методу слоя (Архангельск, 15 ч)

средняя относительная влажность в слое 850—500 мбар составляла 69%, т. е. была выше 50%; в этом случае, согласно работам [3], облачность должна развиваться. По слоям распределение влажности было следующим: на уровне 850 мбар—68%, 700 мбар—84%, 500 мбар—56%, т. е. условия влажности благоприятны для развития облаков до уровня 500 мбар. Вычисления показали, что облачность развивалась, ее нижняя граница (НГ) была на высоте 1554 м, верхняя (ВГ) на высоте 5640 м, мощность облаков (ΔH) составляла 4086 м. В этот день действительно наблюдались облака С₁, С₂, С₃ и выпадали осадки. По синоптическим условиям это был день с безградиентной областью низкого давления.

18 июля 1962 г. средняя относительная влажность в слое 850—700 мбар составляла 48%, но в нижнем слое относительная влажность была высокой—91%, на высоте 850 мбар—74%, а 700 мбар—только 37%, на уровне 500 мбар—32%. В этот день наблюдались слоисто-кучевые облака, осадки не выпадали. Такие условия наблюдались на периферии антициклона. Мощность облаков по методу слоя вычислить было невозможно.

19 июля 1962 г. днем средняя относительная влажность в слое 850—500 мбар составляла 51%, наиболее высокой она была в нижнем слое—у земли 82%, на высоте 850 мбар—72%, 700 мбар—49%, на высоте 500 мбар—33%. Днем отмечались кучевые облака (без уточнения), осадки не выпадали. Это было передней части ложбины. Вычисленная по методу слоя мощность облаков составляла 1080 м, т. е. она подтверждала их недостаточную мощность для развития процессов осадкообразования.

Условия распределения относительной влажности с высотой, подобные условиям, отмечавшимся 18 и 19 июля 1962 г., когда в среднем слое атмосферы (700 мбар) наблюдалась низкая относительная влажность (ниже 50%), встречаются в северных районах в 25—33%, в северо-западных—в 22—25% дней месяца (табл. 4). Если в таких случаях в нижних слоях влажность высокая, то облака могут развиваться, но имеют малую вертикальную мощность, которая не поддается расчету. Число дней с нижней облачностью в северных районах велико по сравнению с другими районами, но оно включает часть дней с облаками малой вертикальной мощности, не дающими осадков. В результате при большом числе облачных дней осадков здесь выпадает не больше, чем в центре и на юго-западе, где меньше дней с высокой относительной влажностью и в среднем в слое 850—500 мбар и по отдельным дням.

При прогнозе развития облаков по методу слоя для северных районов до построения кривой стратификации следует определить прогнозируемый суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700, 500 мбар и по нему определить возможность развития облачности по установленным эмпирическим данным [2, 3]. По этим данным получено, что облачность не будет развиваться до стадии

осадкообразования при суммарных дефицитах точки росы на указанных уровнях выше 37°C.

В южных районах, как было отмечено, в большом проценте дней месяца встречается относительная влажность на уровне 850 мбар ниже 50%, но при этом и в средних слоях она тоже ниже 50%, в результате облака нижнего яруса не развиваются совсем. Из табл. 4 видно, что вероятность дней с относительной влажностью ниже 50% до большой высоты составляет на южных станциях 36—50%.

Эти особенности распределения относительной влажности с высотой объясняются условиями циркуляции в различных районах. В частности, на севере Европейской территории СССР, где часто происходят загоны свежего арктического воздуха в областях высокого давления, при начавшейся трансформации этого воздуха в нижних слоях и сохранении его свойств на среднем и верхнем уровнях в части дней наблюдаются отмеченные резкие изменения относительной влажности с высотой, препятствующие развитию мощных осадкообразующих облаков.

Выполненные в работе сопоставления данных об изменении относительной влажности с высотой, облачности и осадков позволяют сделать следующие выводы.

Летние месяцы на Европейской территории СССР имеют следующие особенности распределения средних месячных значений и вероятности дней с относительной влажностью от земной поверхности до уровня 500 мбар, облачности и осадков.

На севере и северо-западе: 1) более высокая, чем в центральных и южных районах, относительная влажность от земной поверхности до уровня 700 мбар, она благоприятна (в 80—95% дней на высоте 850 мбар и в 64—80% на высоте 700 мбар) для развития осадкообразующих облаков и выпадения осадков, 2) влажность с высотой преимущественно убывает от земли к уровню 700 мбар, 3) в части дней (10—25%) падение влажности с высотой в северных районах так значительно (более 30—40%), что препятствует развитию осадкообразующих облаков, но облаков малой вертикальной мощности иногда могут развиваться, 4) связь между значениями влажности на уровнях 850 и 700 мбар отсутствует, 5) в результате двух последних причин расчетный метод прогноза развития облачности не всегда можно применять.

В южных районах: 1) относительная влажность от уровня 850 мбар к уровню 700 мбар преимущественно растет; 2) вероятность дней, благоприятных для развития облаков на уровне 700 мбар несколько выше, чем на уровне 850 мбар, 3) существует связь между значениями влажности на уровнях 850 и 700 мбар.

В центральных районах: 1) рост и падение относительной влажности с высотой приблизительно равновероятны, 2) существует связь между значениями влажности на уровнях 850 и 700 мбар.

Из перечисленных особенностей следует, что в южных и центральных районах при высокой влажности в нижних слоях имеются благоприятные условия для развития осадкообразующих облаков.

в и осадков и краткосрочный прогноз развития облачности (по тому слою или части и др.) может применяться всегда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лебедева Н. В. Построение модели конвекции и расчет количества ливневых осадков.—«Тр. ЦИП», 1954, вып. 31.
- Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеоздат, 1964.
- Справочник по климату СССР, ч. 4 и 5, вып. 1, 3, 8, 12, 13, 28. Л., Гидрометеоздат, 1968.
- Осипова Г. И. Развитие облачности и выпадение осадков при различных значениях влажности атмосферы на юге Европейской территории СССР в теплый период.—«Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 95—104.
- Осипова Г. И. Облачность и осадки при различных условиях влажности в атмосфере в месяцы теплого периода.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 103—108.

Г. И. Осипов

ВЛАЖНОСТЬ АТМОСФЕРЫ И РАЗВИТИЕ ОСАДКООБРАЗУЮЩИХ ОБЛАКОВ НАД СЕВЕРНЫМИ РАЙОНАМИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

В работах [1, 2, 3] рассматривались условия влажности в атмосфере, при которых развиваются осадкообразующие облака и выпадают осадки в северо-западных, центральных, южных, юго-восточных районах Европейской территории СССР в различные месяцы теплого периода. Остались неисследованными северные районы, отличающиеся по распределению влажности от остальных районов изучаемой территории. Полученные в работах [1, 2, 3] результаты для месяцев теплого периода указывают на общность для всех районов закономерность развития облаков и выпадения осадков в зависимости от влажности атмосферы независимо от зоны увлажнения. При этом установлены дискриминантные точки для значений влажности атмосферы, определяющие с вероятностью выше 90% развитие осадкообразующих облаков и выпадение осадков.

Северные районы Европейской территории СССР в отличие от центральных и южных характеризуются в летние месяцы резкими и значительными понижениями относительной влажности с высотой (от уровня 850 мбар, к уровню 700 мбар), достигающим иногда 70—80%. Подобные изменения влажности влияют на развитие облаков [4]. В связи с этим интересно рассмотреть, при каких значениях влажности в атмосфере и с какой вероятностью развиваются осадкообразующие облака и выпадают осадки в северных районах Европейской территории СССР. Важно также подтвердить полученные дискриминантные точки для значений суммарных дефицитов точки росы в атмосфере (равные 0—10°C на уровнях 850, 700, 500 мбар), определяющие с вероятностью выше 90% развитие осадкообразующих облаков и выпадение осадков или отсутствие их (при суммарном дефиците выше 37°C). Эти вопросы и посвящена настоящая работа.

Были использованы данные учащенных наблюдений за облака- (ТМ-1) всех пунктов радиозондирования в Архангельской об- сти и Коми АССР за 11 лет (1958—1962, 1966—1971). Получены роятности дней с различными значениями суммарных дефицитов чки росы на уровнях 850, 700, 500 мбар и средней относительной жности в слое 850—500 мбар с мая по сентябрь, т. е. в период ибольшего развития конвективных облаков, и проведено сопавление с наличием осадкообразующих облаков и осадков.

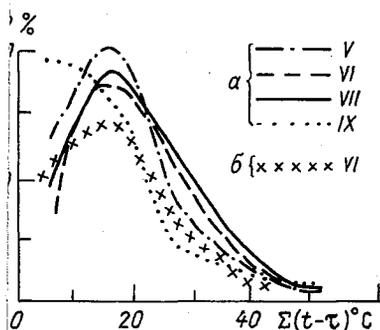


Рис. 1. Вероятность числа дней в зависимости от значений суммарного дефицита точки росы (на уровнях 850, 700, 500 мбар). а — Архангельск, б — Сыктывкар.

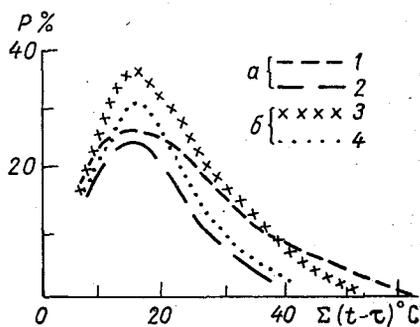


Рис. 2. Вероятность дней с облачностью и осадками в зависимости от значений суммарного дефицита точки росы в атмосфере. а — Сыктывкар, б — Архангельск; 1, 3 — облачность, 2, 4 — осадки.

Анализ материалов показал, что с мая по август в северных айнах Европейской территории СССР наибольшую вероятность меют дни с суммарным дефицитом точки росы в атмосфере от) до 20°C (в южных — от 20 до 30°C) или со средней относитель- ой влажностью в рассматриваемом слое от 65 до 80% (рис. 1). ри этом в северной части района (Архангельск, Печора) веро- ятность дней с такими значениями дефицита и средней относ- иельной влажности является преобладающей (35—38%) и значи- ельно превышает вероятность дней с другими значениями рас- матриваемых характеристик влажности. В южной части района Сыктывкар, Каргополь) также вероятность дней с градацией очки росы 10—20°C является преобладающей, но она меньше 26—29%), чем в северной части района, и близка к вероятности ней (24—26%) с суммарным дефицитом точки росы от 20 до 0°C или со средней относительной влажностью от 50 до 65%. Это аспределение вероятности дней с характеристиками влажности тмосферы по градациям подобно распределению в северо-запад- ых и центральных районах Европейской территории СССР [3].

Характерным для северных территорий являются более высокие, чем в других районах, значения вероятности дней с суммарным дефицитом точки росы от 0 до 10°C (14—21%) или со средней относительной влажностью от 80 до 100% во все рассматриваемые месяцы. Меньше в этих районах, чем в южных, вероятность дней (3—9%) с суммарным дефицитом точки росы выше 40°C, т. е. таким, при котором осадки не выпадают, тогда как в южных районах вероятность таких дней 19—25% [1]. Наиболее высокие значения влажности атмосферы наблюдаются в сентябре (рис. 1). Это связано с преобладанием по сравнению с другими месяцами вероятности дней с суммарным дефицитом точки росы от 0 до 10°C (36—40%). В сентябре значительна также и вероятность дней с суммарным дефицитом точки росы от 10 до 20°C (28—33%). Очень мала в этом месяце вероятность дней (1—3%) с суммарным дефицитом точки росы выше 40°C.

Характер распределения вероятности дней (точнее — случаев) с различными значениями влажности атмосферы по градациям определяет и характер распределения вероятности дней с облачностью и осадками по градациям характеристик влажности атмосферы. Так, с мая по август максимальная вероятность дней с осадкообразующими облаками (23—35%) и с осадками (21—32%) приходится здесь также на суммарный дефицит точки росы от 10 до 20°C или на среднюю относительную влажность в слое 850—500 мбар от 65 до 80% (рис. 2). Вероятность дней с облачностью значительна (24—29%) и при суммарном дефиците точки росы от 20 до 30°C, но вероятность дней с осадками уже почти вдвое меньше (13—16%). При суммарном дефиците точки росы от 0 до 10°C вероятность дней с облачностью еще меньше (14—21%), но вероятность дней с осадками (14—20%) почти такая же, т. е. максимальная именно в этой градации характеристик влажности.

В сентябре соответственно наиболее высокой вероятности дней с суммарным дефицитом точки росы от 0 до 10°C встречается и наибольшая вероятность облачности (35—41%) и осадков (35—40%). Вероятность дней с осадкообразующими облаками (19—24%) и осадками (17—22%) еще значительна и при суммарном дефиците точки росы от 10 до 20°C. При более высоких значениях суммарного дефицита точки росы вероятность дней с осадкообразующими облаками и осадками в сентябре меньше, чем в остальные месяцы теплого периода.

Условия для развития облаков и выпадения осадков не одинаково благоприятны при различных значениях влажности в атмосфере. Вероятность дней с облаками и осадками в пределах каждой заданной градации значений суммарного дефицита точки росы может быть представлена в виде графика (рис. 3), где по оси абсцисс отложены значения суммарного дефицита точки росы, а по оси ординат — вероятность дней с осадкообразующими облаками или осадками в процентах от числа дней с суммарным дефицитом точки росы в каждой заданной градации. Из рис. 3 видно, что ха

Характер зависимости вероятности дней с облаками и осадками от суммарного дефицита точки росы в северных районах один и тот же для всех месяцев и всех рассматриваемых пунктов. При этом характер такой же, как и для других районов Европейской территории СССР.

Результаты анализа данных позволяют сделать следующие выводы.

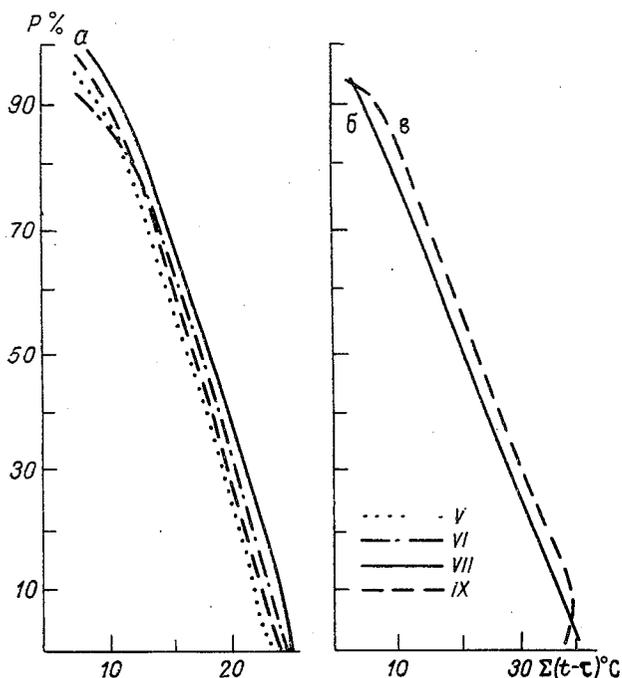


Рис. 3. Вероятность случаев выпадения осадков в заданных пределах суммарного дефицита точки росы в атмосфере.

а — Архангельск, б — Сыктывкар, в — Печора.

1. Несмотря на сложное вертикальное распределение влажности в атмосфере северных районов Европейской территории СССР, развитие осадкообразующих облаков и выпадение осадков, а также отсутствие их определяются теми же значениями характеристик влажности атмосферы, что и для других районов. Таким образом, подтверждаются полученные ранее [1, 2, 3] следующие выводы:

а) осадкообразующие облака и осадки из них наблюдаются при определенных значениях характеристик влажности атмосферы, а именно при суммарном дефиците точки росы на уровнях 850, 700, 500 мбар от 0 до 37°C или при средней относительной

влажности в слое 850—500 мбар от 50 до 100%; б) при суммарном дефиците точки росы от 0 до 10°C или средней относительной влажности от 80 до 100%, вероятность дней с облаками и осадками превышает 90%; в) при суммарном дефиците точки росы выше 37°C или относительной влажности ниже 50% осадкообразующие облака и осадки отсутствуют.

2. Установленная зависимость может быть использована а) в долгосрочных прогнозах облачности и осадков путем учета характеристик влажности атмосферы вместо трудно учитываемой облачности, б) в краткосрочных прогнозах облачности и осадков путем учета характеристик влажности в атмосфере не по отдельным слоям, а сразу в значительном слое.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Осипова Г. И. Развитие облачности и выпадение осадков при различных значениях влажности атмосферы на юге Европейской территории СССР в теплый период.—«Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 95—104.
2. Осипова Г. И., Прохорова Г. Н. Развитие облачности и выпадение осадков из нее в зависимости от характеристик влажности атмосферы в различных по увлажнению районах.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 38—50.
3. Осипова Г. И. Облачность и осадки при различных условиях влажности в атмосфере в месяцы теплого периода.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 103—108.
4. Осипова Г. И. Особенности вертикального распределения относительной влажности в атмосфере и его влияние на развитие осадкообразующих облаков. См. наст. сб.

СОДЕРЖАНИЕ

Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. О выборе уровня введения реагента при воздействии на развивающиеся конвективные облака	3:
Т. Леншин, Е. П. Будилова. Об оценке интенсивности атмосферной конвекции в диагнозе и прогнозе условий осадкообразования	13:
А. Першина, Н. С. Шишкин. Исследование заряжения кристаллического тумана в поле коронного разряда между замерзшими каплями.	22:
А. Химац, Г. А. Чикирова, Н. С. Шишкин. Заряжение крупных капель воды в потоке капельного и кристаллического тумана, заряжающегося в области коронного разряда	28:
А. Химац, Г. А. Чикирова. К исследованию заряжения капель растворов некоторых поверхностно-активных веществ	35:
Н. Бурчуладзе, В. А. Грачев, В. С. Графов, Т. Н. Громова, В. Я. Никандров, Т. А. Першина. Экспериментальная установка для исследования электризации замерзающих капель	38:
П. Гирс, Ю. А. Довгалюк, Л. С. Ивлев, Ю. А. Махалов, О. А. Одинцов, В. К. Соломатин, В. А. Страхов. О влиянии изменения относительной влажности на электрические и структурные характеристики аэрозоля	46:
П. Гирс, А. К. Жебровский, В. И. Стебин. Об электронно-микроскопических исследованиях субструктуры льда	55:
Г. Морачевский, Н. А. Дубровиц, А. Г. Попов. Процессы гетерогенного льдообразования и энергетика адсорбции	62:
З. Горбунов, К. П. Куценогий. Влияние дисперсности аэрозолей на их льдообразующую активность	71:
<u>И. Гайворонский</u> , Т. Н. Громова, Б. И. Зимин, Т. В. Лободин, И. А. Скородёнок, Н. В. Торопова. Результаты воздействий на грозовые облака по данным комплексного контроля за их электрической активностью	83:
В. Оренбургская, <u>Ю. П. Сумин</u> . К оценке повторяемости условий, благоприятных для тушения лесных пожаров искусственными осадками, на территории Красноярского края	95:
Н. Прохорова. Оценка распределения кучево-дождевых облаков над пожароопасной территорией Тюменской области	105:
И. Осипова. Особенности вертикального распределения относительной влажности в атмосфере и его влияние на развитие осадкообразующих облаков	113:
И. Осипова. Влажность атмосферы и развитие осадкообразующих облаков над северными районами Европейской территории СССР	124:

Труды ГГО, вып. 372

ФИЗИКА ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Редактор Л. В. Царькова. Техн. редактор М. И. Браинина. Корректор Е. И. Бородин

Сдано в набор 3/II 1976 г. Подписано к печати 28/V 1976 г. М-19717. Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. №
Печ. л. 8,5. Уч.-изд. л. 8,77. Тираж 600 экз. Индекс МЛ-133. Заказ № 280. Цена 61 коп. Гидро
метеиздат. 199053. Ленинград. 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книж
ной торговли Совета Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42.