

4237
H620^{од}

В. Я. Никандров

ИСКУССТВЕННЫЕ
ВОЗДЕЙСТВИЯ
НА
ОБЛАКА И ТУМАНЫ

В. Я. НИКАНДРОВ

ИСКУССТВЕННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОБЛАКА И ТУМАНЫ

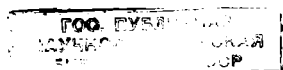
(МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ)



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1959

4



697 $\frac{17}{60}$

АННОТАЦИЯ

Монография посвящена физическим основам современных методов активных воздействий на переохлажденные облака и туманы. Рассматриваются элементарные процессы фазовых преобразований воды в атмосфере, искусственное воздействие на которые позволяет вызывать осадки и рассеивать облака и туманы.

Рассчитана на специалистов геофизиков, метеорологов, а также студентов гидрометеорологических институтов и физических факультетов университетов.

$\frac{11}{14096}$

$\frac{1237}{59-21}$
460

ОТ АВТОРА

Настоящая монография содержит физико-теоретическое и экспериментальное обоснование современных методов активных воздействий на переохлажденные водные облака и туманы. В ней сравнительно подробно рассмотрены вопросы физики процесса самостоятельного (без участия ядер конденсации и сублимации) образования и роста капелек воды и кристалликов льда в условиях больших пересыщений воздуха водяным паром, а также физики образования и роста капель и кристалликов льда на ядрах конденсации и кристаллизации. В результате сделаны определенные заключения о роли таких веществ, как твердая уголекислота, йодистое серебро и йодистый свинец, при активных воздействиях на переохлажденные облака и туманы. Теоретические положения относительно природы действия указанных реагентов подтверждаются данными лабораторных и полевых опытов. На основе этих данных произведена ориентировочная оценка норм расходов твердой уголекислоты при различных методах ее использования, а также высказаны некоторые соображения о нормировании расхода частиц йодистого серебра и йодистого свинца в качестве ядер кристаллизации. Наряду с результатами упомянутых выше исследований в работе приведены некоторые сведения об облаках и туманах, часть которых получена с участием автора. Эти сведения дают возможность в известной мере связать исследования элементарных процессов с полевыми опытами.

Автор выражает признательность В. В. Базилевичу, П. Н. Красикову, И. И. Гайворонскому, А. П. Чуваеву, Н. С. Шишкину, Б. В. Кирюхину, чьи советы в процессе работы были весьма ценны, а также Г. М. Башкировой и Т. А. Першиной за участие в проведении экспериментальных работ.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема воздействия на облака и туманы с целью их рассеяния или вызывания осадков из облаков весьма сложна. Успешное разрешение ее имеет чрезвычайно важное практическое значение для авиации, морского флота, сельского хозяйства и других отраслей народного хозяйства.

Эта проблема в прошлом также привлекала внимание многих русских и зарубежных ученых и изобретателей. Так, еще в 1814 г. русский метеоролог В. Н. Каразин писал: «Достигнет ли когда-нибудь человек до возможности располагать по крайней мере на некотором пространстве состоянием атмосферы, производить дождь и ведро по своему произволу? Пределов наук, особливо же естествознания, никак невозможно определить. Разум человеческий беспрерывно движается вперед».

Д. И. Менделеев, называя атмосферу «великой лабораторией природы», высказывал мысль о возможности воздействия на метеорологические явления. А. И. Воейков, основоположник русской климатологии, в своей работе «Воздействия человека на природу» обосновал пути мелиорации климата. Один из первых русских метеорологов-геофизиков А. В. Клоссовский в курсе «Основы метеорологии» развивал мысль Д. И. Менделеева о воспроизведении некоторых атмосферных явлений.

При Советской власти исследования по экспериментальной метеорологии получили широкое развитие. В 1919 г. в Главной физической обсерватории с целью углубления изучения происходящих в атмосфере процессов было создано отделение экспериментальной геофизики. Из работ этой лаборатории особое значение имеют исследования образования в переохлажденной воде зародышей льда, а также опыты по выращиванию снежинок, проводившиеся проф. В. Я. Альтбергом.

В 1921 г. при Наркомземе был организован Научно-мелиоративный институт, который в число своих задач включал также и разработку проблемы искусственного дождя. Из работ, проведенных в те годы, следует указать на лабораторные опыты проф. В. И. Виткевича по искусственному осаждению облаков с помощью заряженного песка. Подобного же рода опыты подготав-

ливались проф. Б. П. Вейнбергом в Главной геофизической обсерватории, причем был разработан проект установки для искусственного образования тумана в лабораторных условиях. Далее Б. П. Вейнбергом (1924) были проведены расчеты относительно возможностей осаджения облаков путем посыпания их наэлектризованным песком.

В 1931 г. в Москве состоялась Всесоюзная конференция по борьбе с засухой, где было заслушано несколько докладов об искусственном дождевании. Тогда же Наркомземом СССР в Москве был организован Институт искусственного дождевания под руководством проф. С. Л. Бастамова. Одновременно были организованы его отделения в Ленинграде под руководством проф. В. Н. Оболенского, в Одессе под руководством проф. М. А. Аганина и в Ашхабаде под руководством физика В. А. Федосеева. Особенно широко развернулись исследовательские работы в Ленинградском отделении, которое очень быстро выросло в самостоятельный институт, позднее названный Ленинградским институтом экспериментальной метеорологии (ЛИЭМ). В 1933 г. в ЛИЭМе состоялось Первое всесоюзное совещание по вопросам искусственного регулирования осадков и борьбы с туманами, на котором была проведена критическая дискуссия, позволившая отсеять различные прожектерские и рекламные предложения.

В ЛИЭМе наряду с лабораторными и теоретическими исследованиями по физике осадков в период с 1932 по 1941 г. были проведены опыты по воздействию на облака и туманы в естественных условиях с применением высокочастотных электрических разрядов, ионных потоков, заряженного и незаряженного кварцевого песка, пыли, радиоактивных руд, хлористого кальция и размельченного льда. Аналогичные опыты по воздействию на облака и туманы проводились в прошлом не только в СССР, но и в других странах. Наряду с методами непосредственного воздействия на уже существующие туманы делались попытки предотвратить туманы на небольших площадях, например на аэродромах, путем нагревания воздуха, а также дренирования их при помощи подземных туннелей. Предлагалось рассеивать туманы над морем, покрывая поверхность воды тонким слоем масла.

Из прежних опытов заслуживают внимания опыты голландского проф. Фераата по осаджению облаков путем применения твердой углекислоты, произведенные в августе 1931 г., когда удалось вызвать дождь на площади около 8 км². Эксперимент Фераата состоял в обрасывании с летящего над облаком самолета порошка твердой углекислоты. В этих опытах было израсходовано ее 1,5 т. Сбрасывание производилось с высоты 2500 м, когда самолет находился на 200 м выше облака. После того как углекислота осела на расположенные ниже облака, начался обильный дождь. Этот опыт был проконтролирован наблюдателями, находившимися на четырех самолетах. Следует

1

отметить, что аналогичные опыты, поставленные с порошком каолина, не дали положительных результатов. Проведенный в те же годы в Германии А. Бергом опыт осаждения облаков с помощью жидкого воздуха, выпускаемого из баллона, также не был эффективным.

Из специальных лабораторных работ того времени важными для рассматриваемой проблемы являются исследования влияния лучей радия, электрического и магнитного поля на зарождение центров кристаллизации в переохлажденных жидкостях.

Оценивая описанные выше опыты по воздействию на облака и туманы в условиях свободной атмосферы, следует сказать, что, хотя многие из них в естественных условиях и оказались малоэффективными и неоднозначными в отношении результатов, они все же были применены небезосновательно, поскольку базировались на успешных исследованиях в лаборатории. Имевшиеся неудачи были связаны не с принципиальной непригодностью их, а с недостаточной изученностью физики образования облаков и осадков. Без фактических данных о естественных процессах в облаках невозможно было и построение физически обоснованной теории осадков, позволяющей правильно подходить к постановке опытов и интерпретации их результатов. Характерным в этом отношении является пример с описанными ранее опытами Фераата, который полагал, что образование дождя во время его опытов шло следующим образом: частицы углекислоты, проходя слой воздуха над облаками в 200 м толщиной, получали вследствие трения электрический заряд и давали начало микроскопическим капелькам жидкой углекислоты. Эти многочисленные мельчайшие частицы, осаждаясь на облака, по мнению ученого, вызывали в них укрупнение капелек, которые и выпадали в виде дождя. То, что в его опытах был получен значительный эффект воздействия, в данное время при правильном понимании физики явления сомнений не вызывает. Однако сам Фераат, дав несостоятельное объяснение действия твердой углекислоты в процессе воздействия на облака, вызвал недоверие ученых к своим опытам. Последнее привело к некоторой задержке повторения его опытов, а тем самым и развития применения твердой углекислоты для воздействия на облака и туманы.

К настоящему времени благодаря усовершенствованию методики эксперимента в свободной атмосфере, широкому использованию авиации, а также благодаря теоретической разработке отдельных сторон проблемы существенно пополнился запас сведений о процессах в атмосфере, приводящих к образованию туманов, облаков и осадков.

Механизм образования и развития облаков и туманов включает в себя целый ряд происходящих в атмосфере взаимосвязанных процессов: от элементарных, относящихся к фазовым преобразованиям воды, до крупномасштабных, обусловленных воздушной макроциркуляцией. Метеорологические процессы

большого масштаба обладают огромной энергией, поэтому попытки прямого преодоления этих процессов, обеспечивающих энергией и влагой облака и туманы, в настоящее время нецелесообразны. Однако уже изучены некоторые пути, позволяющие осуществлять значительные качественные изменения в процессах развития существующих облаков и туманов с малыми затратами энергии, что достигается путем локальных воздействий на элементарные процессы (стимуляция фазовых и микроструктурных преобразований).

Результаты таких воздействий могут оказаться началом общего разрушения термодинамически и коллоидально неустойчивых облаков или туманов с выпадением из них выросших частиц в твердом или жидком виде. Из этого следует, что проблема активных воздействий на облака и туманы включает в себя прежде всего исследование элементарных процессов фазовых преобразований воды в атмосфере с целью установления благоприятных условий и необходимых средств для регулирования их развития. Другим существенным вопросом является изучение процессов и благоприятных атмосферных условий для распространения эффекта воздействия.

В Советском Союзе к наиболее важным достижениям физики атмосферы, оказавшим существенное влияние на создание эффективных методов активных воздействий на облака и туманы, следует отнести результаты изучения следующих вопросов:

1) природы сил взаимодействия молекул H_2O между собой и со взвешенными в воздухе твердыми и жидкими частицами (Оболенский, 1934; Вуколович, Новиков, 1948; Никандров, 1951);

2) механизма сгущения водяного пара на различных центрах конденсации и кристаллизации (Базилевич, 1941; Крастанов, 1941; Красиков, 1945; Кирюхин, 1946; Никандров, 1951);

3) строения воды и льда (Эванс, 1948; Кузнецов, 1954; Шулейкин, 1953);

4) строения, микроструктуры и электрических зарядов частиц туманов и облаков (Селезнева, 1948; Федоров, 1951; Шишкин, 1954), их водности и агрегатного состояния элементов (Заморский, 1955; Красиков, 1955; Чуваев, 1953);

5) переохлаждения капель в облаках и туманах, замерзания капель и таяния льдинок в атмосфере (Качурин, 1951; Кирюхин, 1957);

6) фазовых преобразований облачных элементов, способствующих их укрупнению, а именно процесса испарения мелких капель в полидисперсном облаке или тумане в пользу крупных и процесса испарения в смешанных облаках и туманах жидких капель в пользу кристалликов льда (Шифрин, 1951; Шишкин, 1953);

7) роста облачных элементов до размеров частиц осадков. Сюда следует отнести результаты исследований конденсационного роста капель, слияния капель, слипания кристалликов льда,

объединения льдинок и капель и сублимационного роста ледяных кристалликов (Дерягин, 1949; Селезнева, 1945; Заморский, 1950; Шишкин, 1948; Шифрин, 1951);

8) конвекции и турбулентной диффузии в атмосфере (Лайтман, 1946; Шишкин, 1950; Чуринова, 1952).

Наряду с этим очень важными для проблемы активных воздействий являются достижения смежных с физикой атмосферы наук: физической и коллоидной химии, кристаллографии и кристаллохимии. Сведения, почерпнутые из этих наук, позволили определить некоторые эффективные реагенты, оказывающие влияние на состояние атмосферной влаги.

В результате этих работ современные исследования по разработке методов воздействия привели к обнадеживающим в известной мере выводам. Так, опыты по воздействию на водные полностью или частично переохлажденные облака и туманы дали положительные результаты и даже приобрели практическое значение. Это дало огромный толчок к постановке широких исследований по активным воздействиям на облака и туманы во многих странах мира.

Наибольшее распространение получили работы по рассеянию переохлажденных туманов и низких облаков для нужд авиации с применением в качестве реагентов твердой углекислоты и изоморфных льду веществ. Проводятся также опыты по воздействию на облака с целью вызывания из них осадков и по регулированию развития конвективных облаков с целью предотвращения градобитий. В СССР такие исследования ведутся с 1946 г. в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО), Центральной аэрологической обсерватории (ЦАО) и в некоторых других научно-исследовательских институтах Гидрометслужбы СССР, а также и Академии наук СССР.

За рубежом работы с применением углекислоты начались в США по так называемому «Projekt cirrus» — научному исследованию военных организаций при участии И. Лангмюра и В. Шеффера (Langmuir, 1948, 1951; Schaefer, 1946, 1950). С йодидами исследования были начаты в 1947 г. Б. Воннегатом (Vonnegut, 1947). В последующие годы проводились и проводятся все более широкие опыты в США, Англии, Австралии, Японии, Канаде и других странах. Однако, как можно заключить из опубликованной литературы, эти исследования идут главным образом в направлении технических усовершенствований методов 1947—1950 гг.

Ограниченность диапазона метеорологических условий, при которых разработанные методы воздействия на облака и туманы оказались эффективными, требует дальнейших экспериментальных и теоретических исследований физики атмосферы. Особо важными являются исследования, направленные на разработку методов активных воздействий при более широком диапазоне

метеорологических условий, в частности на отыскание эффективных методов воздействия на облака и туманы при положительных температурах. В этом отношении уже делаются попытки применения методов разбрызгивания в облаках капель воды с некоторыми примесями для форсирования процесса коагуляции облачных капель.

Наряду с методами, уже испытываемыми в естественных условиях, ведутся лабораторные разработки принципиально новых методов активных воздействий на облака и туманы, в том числе электрических, акустических и др.

Рабочая гипотеза рассматриваемых здесь исследований по активным воздействиям на переохлажденные туманы и облака основывается на подтвержденных аэрологическими наблюдениями представлениях о механизме естественных осадков. В этих представлениях существенное значение в образовании осадков по крайней мере для умеренных широт придается появлению и росту в водном переохлажденном облаке твердых облачных элементов. Это позволяет считать, что одним из эффективных способов воздействия на облака может служить введение в их переохлажденные части хладореагентов, или ядер кристаллизации, обеспечивающих условия для образования из водяного пара ледяных зародышей в самом облаке.

В настоящей работе преимущественно рассматриваются физические процессы в переохлажденных водных облаках, вызванные введением в такие облака частиц твердой углекислоты. Предполагается, что эти процессы развиваются в такой последовательности. Происходит:

1) образование ледяных зародышей у холодной поверхности твердой CO_2 ;

2) распространение в облаке ледяных зародышей и их рост до размера выпадающих облачных элементов;

3) укрупнение ледяных кристалликов при их падении через переохлажденную часть облака как вследствие перегонки на них воды с капель, так и в результате намораживания на них воды при столкновении с переохлажденными каплями;

4) таяние ледяных кристалликов при их падении ниже нулевой изотермы и слияние образовавшихся в результате этого капелек с каплями теплой части облака в случае, если эта изотерма лежит внутри облака;

5) изменения в развитии облака в целом в результате взаимодействия его частиц с хладореагентами.

В нашем исследовании основное внимание было обращено на первые два этапа, поскольку процессы последующих этапов аналогичны естественным. Они сравнительно подробно рассмотрены в работах, приведенных в списке литературы.

Глава I

ПРИРОДА САМОСТОЯТЕЛЬНОГО (БЕЗЪЯДЕРНОГО) ОБРАЗОВАНИЯ КАПЕЛЕК ВОДЫ И ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛИКОВ ИЗ ВОДЯНОГО ПАРА

1. Энергия молекулярных сил

Образование капельножидкой, а также кристаллической фазы из газообразной фазы воды (водяного пара) в воздухе можно рассматривать с достаточной степенью приближения с точки зрения молекулярно-кинетических представлений. При случайном сближении молекул водяного пара, вызванном хаотическим тепловым движением молекул, между ними возникают силы ван-дер-ваальсовского характера, способствующие объединению молекул в неустойчивые комплексы. Эти комплексы молекул под влиянием теплового движения молекул могут распадаться и вновь образовываться. Таким образом наступает своего рода динамическое равновесие, при котором в водяном паре существуют одновременно разнообразные комплексы объединенных молекул. Их относительное число и размеры зависят прежде всего от температуры среды и от количества водяного пара в воздухе. Дальнейшая судьба этих комплексов определяется внешними условиями.

При благоприятных условиях, например при понижении температуры, происходит дальнейшее закрепление молекул в комплексах под влиянием возникающих водородных связей между молекулами и дальнейший рост этих комплексов с образованием жидкой или кристаллической фазы.

Исходя из этих представлений, рассмотрим сначала процесс образования в воздухе комплексов молекул водяного пара.

При сближении молекул, таких, как молекулы водяного пара, между ними возникают силы, обязанные своим происхождением:

1) силам взаимного притяжения молекул, действующим на сравнительно далеких расстояниях (порядка молекулярных размеров и несколько более), которые обусловлены:

а) ориентационной поляризацией молекул как жестких ди-

полей, стремящейся привести систему в положение минимума потенциальной энергии, — ориентационным эффектом;

б) деформационной поляризацией молекул (под влиянием поляризации молекул в электрических полях друг друга) — индукционным эффектом;

в) эффектом, вызванным взаимодействием молекул как мгновенных диполей, образующих мгновенные мультиполя благодаря флуктуации плотности в молекуле электрических зарядов, — дисперсионным эффектом;

2) силам взаимного отталкивания неклассического характера, действующим на сравнительно близких расстояниях (порядка атомных размеров) и вызванным проникновением облаков одного заряда молекулы в другой.

В общем взаимная потенциальная энергия молекул может быть представлена следующим образом:

$$U = U_{от} - U_{пр}, \quad (1,1)$$

где $U_{от}$ — отталкивающий компонент энергии взаимодействия, $U_{пр}$ — притягательный компонент энергии взаимодействия.

В свою очередь

$$U_{пр} = U_{ор} + U_{пол} + U_{дис}, \quad (1,2)$$

где $U_{ор}$ — энергия ориентационного эффекта, $U_{пол}$ — энергия поляризационного эффекта, $U_{дис}$ — энергия дисперсионного эффекта.

Рассмотрим энергию отдельных компонентов, начав с энергии ориентационного эффекта.

Молекула H_2O имеет форму равнобедренного треугольника (рис. 1), причем межуатомные расстояния $O-N$ и $H-N$ равны $0,96 \cdot 10^{-8}$ и $1,51 \cdot 10^{-8}$ см соответственно, а угол HOH равен $104^\circ 40'$. Превышение этого угла над 60° объясняется взаимным отталкиванием водородных ядер. Следствием асимметрии в расположении атомов (зарядов), а также различия в электрических свойствах атомов кислорода и водорода, составляющих молекулу водяного пара, является то, что молекула водяного пара обладает постоянным дипольным моментом. Этот дипольный момент равен $1,84 \cdot 10^{-18}$ абс. ед.

Когда две молекулы H_2O подходят друг к другу, взаимодействие между их диполями вызывает ориентацию этих диполей, соответствующую минимуму потенциальной энергии. Такая ориентация молекул приводит к их взаимному притяжению. Кроме

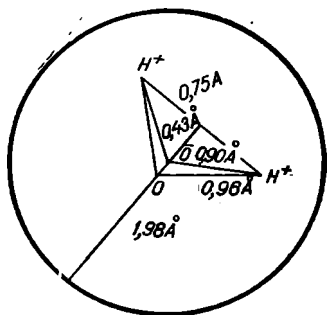


Рис. 1. Структура молекулы воды.

H^+ — водородные ядра, O — кислородное ядро, $\bar{O}$ — центр отрицательного заряда и молекулы.

того, каждый диполь подвергается воздействию вращательного момента в поле другого диполя. Эти вращательные моменты стремятся ориентировать диполи параллельно друг другу так, чтобы положительный конец одного был ближе к отрицательному концу другого. Если бы диполи вращались одинаково во всех направлениях, то результирующая сила была бы равна нулю, потому что сила меняла бы знак, когда диполь оказался бы перевернутым. Однако вращение не является одинаковым, потому что вращательные моменты стремятся удержать диполи в параллельных положениях. Каждое положение двух диполей соответствует некоторой взаимной потенциальной энергии.

Ориентации, имеющие более низкие потенциальные энергии, являются статистически более благоприятными, вследствие чего диполи ориентируются соответственно минимуму потенциальной энергии чаще. Таким образом, в среднем притяжение преобладает над отталкиванием.

Согласно положению, высказанному Больцманом, число молекул, обладающих определенной энергией U , пропорционально

$$Ae^{-\frac{U}{kT}} d\omega, \quad (1,3)$$

где A — постоянная, зависящая от принятого числа молекул, k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура, $d\omega$ характеризует малое угловое колебание молекул, имеющих определенное направление в электрическом поле (телесный угол).

Примем

$$d\omega = 2\pi \sin \varphi d\varphi. \quad (1,4)$$

U — потенциальная энергия для диполей, моменты которых образуют угол φ с направлением поля, равна (рис. 2)

$$U = \mu E \cos \varphi, \quad (1,5)$$

где μ — значение постоянного электрического момента молекулы H_2O , E — электрическое поле.

Зависимость $\cos \varphi$ от температуры может быть представлена графиком на рис. 3. При низких температурах, т. е. при больших $\frac{1}{T}$, кривая асимптотически приближается к прямой линии,

отвечающей $\overline{\cos \varphi} = 1$. Это означает, что при прекращении теплового движения происходит насыщение поляризации. Все диполи устанавливаются вдоль поля, и далее поляризация повыситься не может. При этом молекулы имеют наименьшую потенциальную энергию. Соответственно явление насыщения поляризации происходит и при увеличении поля E .

Наоборот, при сравнительно высоких T (малых $\frac{1}{T}$) кривая практически сливается с прямой, идущей под углом из начала координат. Здесь соблюдается соотношение

$$\overline{\cos \varphi} = \frac{\mu E}{3kT}. \quad (1,6)$$

Средний ориентационный момент в направлении поля E равен

$$\bar{m} = \frac{\int_0^\pi A e^{\frac{\mu E}{kT} \cos \varphi} \mu \cos \varphi d\omega}{\int_0^\pi A e^{\frac{\mu E}{kT} \cos \varphi} d\omega}. \quad (1,7)$$

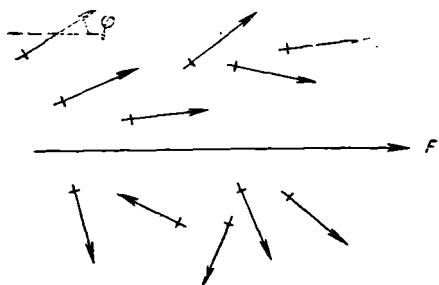


Рис. 2. Ориентация диполей в электрическом поле.

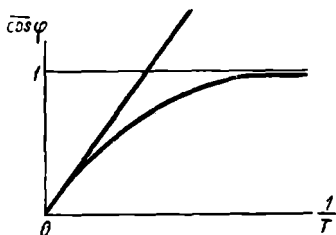


Рис. 3. Зависимость ориентации диполей от температуры.

Обозначив

$$\frac{\mu E}{kT} = x$$

и произведя интегрирование, получим

$$\frac{\bar{m}}{\mu} = \operatorname{ctg} x - \frac{1}{x}.$$

Правая часть этого равенства представляет собой функцию Ланжевена

$$F(x) = \operatorname{ctg} x - \frac{1}{x}.$$

Для малых электрических полей, когда

$$\mu E \ll kT,$$

$$F(x) = \frac{x}{3} - \frac{x^3}{45} + \dots,$$

или в первом приближении

$$F(x) = \frac{x}{3} = \frac{\mu F}{3kT}. \quad (1,8)$$

В этом случае

$$m = \mu F(x) = \frac{\mu^2 E}{3kT} \quad (1,9)$$

и энергия ориентационного эффекта двух молекул H_2O равна

$$U_{op} = 2mE = \frac{2}{3} \frac{\mu^2}{kT} E^2. \quad (1,10)$$

При отсутствии внешнего поля величина E относится только к полю самих диполей

$$E = \frac{\mu \sqrt{1 + 3 \cos^2 \vartheta}}{L^3}, \quad (1,11)$$

где L — расстояние между центрами взаимодействующих молекул H_2O , ϑ — угол между направлением радиуса-вектора L и осью первого диполя.

Тогда взаимная потенциальная энергия молекул H_2O

$$U = \mu E \cos \varphi = \frac{\mu^2 \cos \varphi \sqrt{1 + 3 \cos^2 \vartheta}}{L^3}, \quad (1,12)$$

где φ — угол между направлением электрического поля E , создаваемого первым диполем, и осью второго диполя.

Среднее значение взаимной потенциальной энергии для двух молекул при $U \ll kT$ равно

$$\bar{U} = U_{op} = -\frac{2}{3} \frac{\mu^4}{kT L^6}, \quad (1,13)$$

где k — постоянная Больцмана, L — расстояние между центрами молекул.

Таблица 1

Значения $U_{op} = f(T)$

T_{abc}°	333	313	293	277	273	233	193
$U_{op} \cdot 10^{60}$ эрг/см ⁶ при $L = 1$ см	167,2	177,9	190,0	201,0	204,0	239,0	288,5
$U_{op} \cdot 10^{13}$ эрг при $L = d = 2,76 \text{ \AA}$	7,93	7,11	6,45	5,82	5,64	4,56	3,51

В табл. 1 даны значения потенциальной энергии ориентационного взаимодействия двух молекул водяного пара при расстоянии между центрами, равном 1 см, и при расстоянии, близком к размеру молекулы.

Индукцированный дипольный момент пропорционален внешнему полю, которое его вызывает,

$$\mu = \alpha E, \quad (1,14)$$

где E — напряженность поля, α — коэффициент поляризуемости, равный для молекулы H_2O $1,48 \cdot 10^{-21} \text{ см}^3$.

Рассмотрим эффект поляризации двух взаимодействующих молекул водяного пара. Молекула первая поляризует вторую, вызывая у нее появление добавочного дипольного момента

$$\Delta\mu_2 = \alpha E_{1,2},$$

где $E_{1,2}$ — напряженность электрического поля, создаваемого первой молекулой в месте расположения второй молекулы.

Появление добавочного дипольного момента приводит к возникновению добавочной потенциальной энергии, равной $\frac{1}{2} E_{1,2} \Delta\mu_2$. Заменяя $\Delta\mu_2$ его значением, получаем

$$\Delta U = U_{\text{пол}} = \frac{\alpha E_{1,2}^2}{2}.$$

Подставляя значение

$$E = \frac{\mu}{L^3},$$

получаем значение энергии

$$U_{\text{пол}} = \frac{\alpha \mu_2^2}{L^6}.$$

Одновременно молекула вторая поляризует молекулу первую, вызывая у нее появление добавочного дипольного момента

$$\Delta\mu_1 = \alpha E_{1,2}$$

и соответственно добавочной энергии взаимодействия $\frac{1}{2} E_{1,2} \Delta\mu_1$, которая также равна

$$\Delta U = U_{\text{пол}} = \frac{\alpha E_{1,2}^2}{2},$$

или после подстановки значения E , как и в предыдущем случае,

$$U_{\text{пол}} = \frac{\alpha \mu_1^2}{L^6}.$$

Общая поляризационная энергия взаимодействия двух молекул H_2O будет

$$U_{\text{пол}} = \frac{\alpha \mu_2^2 + \alpha \mu_1^2}{L^6} = \frac{2\alpha \mu^2}{L^6}. \quad (1,15)$$

Из уравнения (1,15) вытекает, что поляризационная энергия взаимодействия молекул в противоположность ориентационной не зависит от температуры. Для двух молекул H_2O она равна $1 \cdot 10^{-59}$ эрг/см⁶.

Третьей составляющей сил притяжения молекул водяного пара являются силы дисперсионного взаимодействия. Это взаимодействие осуществляется вследствие того, что внешние электроны молекулы H_2O , обладая нулевой энергией колебаний, могут отклоняться от положения равновесия. В результате создаются мгновенные, не имеющие преимущественного направления диполи.

Такой флюктуирующий диполь создает вокруг молекулы флюктуацию электрического поля, которая вызывает смещение зарядов в соседней молекуле. Сила, действующая со стороны флюктуирующего поля на смещенный заряд, в среднем не будет равна нулю, так как имеется стремление со стороны флюктуирующего диполя и индуцированного диполя двигаться в фазе друг с другом. Таким же образом действует вторая молекула по отношению к первой.

Взаимодействие между дипольными моментами, обусловленными нулевым движением, и находящимися с ними в фазе наведенными дипольными моментами приводит к появлению сил притяжения между молекулами H_2O в дополнение к силам ориентационного и поляризационного эффекта. Эта энергия притяжения двух молекул может быть представлена формулой Лондона

$$U_{\text{дис}} = \frac{3}{4} \frac{h\nu_0 \alpha^2}{L^6}, \quad (1,16)$$

здесь $h\nu_0$ — энергетический терм, приближенно равный ионизационному потенциалу.

Тогда

$$U_{\text{дис}} = \frac{3}{4} \frac{J \alpha^2}{L^6}, \quad (1,17)$$

где J — ионизационный потенциал. $U_{\text{дис}}$ для двух молекул H_2O равно $4,7 \cdot 10^{-69}$ эрг/см⁶.

Таким образом, общая энергия, соответствующая силам притяжения двух молекул водяного пара, равна

$$U_{\text{пр}} = - \left(\frac{2}{3} \frac{\mu^4}{kT} + 2\alpha\mu^2 + \frac{3}{4} \alpha^2 J \right) \frac{1}{L^6} = - \frac{K}{L^6}. \quad (1,18)$$

Эта энергия для N молекул пара будет равна

$$U_{\text{пр}} = - \frac{NK}{2L^6}. \quad (1,19)$$

Применяя рассмотренные выражения, следует иметь в виду, что ориентационный и дисперсионный эффект обладает свойствами аддитивности. Что же касается поляризационного эф-

фекта, то он не аддитивен по отношению к молекулярным парам. Поэтому формулу с общим выражением энергии притяжения, отнесенной к N молекулам, можно считать справедливой лишь при том условии, что случаи, при которых одновременно взаимодействует более двух молекул H_2O , сравнительно редки.

Как было показано, рассмотренная энергия взаимодействия молекул обуславливает собой силы притяжения ван-дер-ваальсовского характера. Однако в случае валентнонасыщенных молекул, неспособных вступать между собой в химическую связь (какими являются и молекулы H_2O), на эти силы притяжения накладываются силы отталкивания. Достаточно определенных выражений для расчета сил отталкивания еще не имеется.

Обычно принимается (Вуколович, Новиков, 1948), что

$$U_{\text{от}} = \frac{B}{L^\beta}, \quad (1,20)$$

где, согласно Ленарду-Джонсону, величина β может быть принята равной 12, а величина B должна быть определена теоретически.

Таким образом, полная энергия взаимодействия двух молекул водяного пара будет равна

$$U = \frac{B}{L^{12}} - \frac{K}{L^6}. \quad (1,21)$$

Из этого уравнения вытекает, что силы отталкивания действуют на значительно более близких расстояниях, чем силы притяжения. С помощью этой формулы Слетер и Кирквуд показали, что все вещества имеют свой минимум величины U при некотором значении L .

Майер принимает потенциальную энергию в точке минимума U_0 , т. е. энергию равновесия двух молекул, равной

$$-U_0 \approx 1,02kT_{\text{кр}}. \quad (1,22)$$

Экспериментальные исследования также подтверждают для ряда газов отношение

$$\frac{U_0}{kT_{\text{кр}}} \approx 1. \quad (1,23)$$

Оно хорошо выполняется для тех веществ, критическая температура которых лежит выше 300° абс., следовательно, его можно принять и для энергии взаимодействия молекул водяного пара.

При достаточном сближении молекул под действием сил ван-дер-Ваальса и Лондона между молекулами H_2O возникают силы сцепления, обуславливаемые энергией водородных связей (рис. 4). Происходящее при этом донорно-акцепторное взаимодействие осуществляется между атомом кислорода, обладающим

неподеленной парой электронов одной молекулы H_2O (донор), и атомом водорода другой молекулы H_2O (акцептор электронов).

Приближенную количественную оценку энергии водородной связи можно произвести по данным о молярной теплоте испарения, которая для воды равна 10,4 ккал.

В воде каждая молекула связана с соседними посредством двух водородных мостиков. Поэтому энергия разрыва каждого из них соответствует половине значения теплоты испарения, т. е.

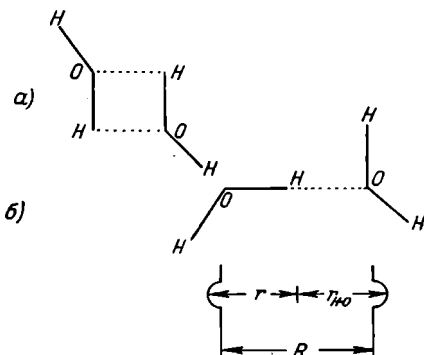


Рис. 4. Водородные связи в молекулах H_2O (вид а и вид б).

5,2 ккал. Энергия водородных связей обычно принимается равной 4—8 ккал. Она значительно меньше энергии ковалентных связей, составляющей 50—100 ккал, и больше энергии дисперсионного эффекта молекулярного взаимодействия, составляющей 2—3 ккал. Для молекул воды при учете их значительного постоянного дипольного момента общая энергия ван-дер-ваальсовского взаимодействия в 3—4 раза больше дисперсионной составляющей, вследствие чего энергия ван-дер-ваальсовского взаимодействия по своему значению мало отличается от энергии водородных связей.

2. Взаимодействие и объединение молекул водяного пара

Молекулы водяного пара представляют собой сложные пространственные структуры. Однако в кинетической теории газов молекулы обычно рассматриваются как упругие шарики конечных размеров. Такое представление имеет определенный физический смысл. Дело в том, что молекула, являясь системой заряженных атомов, окружена электрическим полем, имеющим, вообще говоря, бесконечную протяженность. Значение этого поля

быстро убывает с расстоянием, становясь на некотором удалении пренебрежимо малым. Наиболее существенной для оценки границы отдельной молекулы служит та часть ее поля, в пределах которой происходят процессы, связанные с непосредственным взаимодействием молекул. С этой точки зрения вопрос об эффективных расстояниях взаимодействия молекул водяного пара, по существу, есть вопрос о размерах его молекул.

Как мы уже говорили, полная потенциальная энергия взаимодействия двух молекул выражается уравнением (1,1), в котором первый член представляет собой потенциальную энергию отталкивания молекул, а второй член — потенциальную энергию их притяжения.

В результате их наложения между молекулами водяного пара создается результирующий эффект, потенциальная кривая кото-

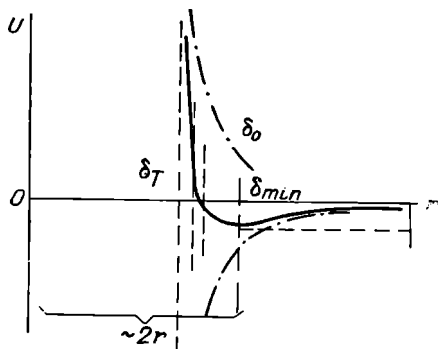


Рис. 5. Потенциальная кривая для межмолекулярного взаимодействия.

рого имеет неглубокий минимум (рис. 5). По своей форме она напоминает потенциальную кривую внутримолекулярного взаимодействия, отличаясь более пологим ходом и меньшей глубиной минимума, так как энергия межмолекулярного взаимодействия много меньше энергии химической связи. Верхняя часть кривой $U(L)$ характеризует собой такое состояние взаимодействия молекул пара, когда

$$\frac{B}{L^{12}} > \frac{K}{L^6}, \quad (1,24)$$

причем возможность объединения молекул исключена.

Нижняя часть кривой характеризует состояние взаимодействия при условии

$$\frac{B}{L^{12}} < \frac{K}{L^6}, \quad (1,25)$$

где, наоборот, эффективными оказываются силы притяжения.

Естественно кривую взаимодействия двух молекул ограничить со стороны больших расстояний величиной 2λ , где λ — длина свободного пробега молекулы. Рассмотрим эту кривую, следуя от больших расстояний к малым. При больших расстояниях кривая асимптотически приближается к значению $U=0$ вследствие того, что $U_{от} \rightarrow 0$, $U_{пр} \rightarrow 0$.

Сближение молекул здесь возможно преимущественно за счет их кинетической энергии. По мере уменьшения расстояния энергия молекулярных сил притяжения увеличивается по закону $\frac{1}{L^6}$, в то время как энергия отталкивания — по закону $\frac{1}{L^{12}}$.

В результате на некотором расстоянии $L = \delta_{\min}$ потенциальная энергия их взаимодействия становится минимальной. При этом зависимость молекулярных сил притяжения от дезориентирующего влияния температуры ослабевает и величина энергии притяжения принимает наибольшее значение.

Так, в формуле (1,18) ориентационный член, дающий для молекул H_2O основной вклад в значение энергии притяжения, с уменьшением температуры возрастает, вследствие чего возрастает и энергия притяжения в целом.

Далее в направлении меньших расстояний потенциальная энергия взаимодействия увеличивается. При расстоянии $L = \delta_0$ ее кривая переходит из отрицательной области притяжения в положительную область отталкивания. В месте этого перехода полная энергия взаимодействия молекул приобретает то же значение, что и энергия молекул, бесконечно удаленных друг от друга, $U_{\delta_0} = 0$.

В дальнейшем с уменьшением L полная энергия взаимодействия быстро возрастает. В этой области имеет место и еще одно существенное для характеристики взаимодействия молекул расстояние $L = \delta_T$.

На этом расстоянии сближаются сталкивающиеся молекулы, которые двигались до начала эффективного влияния молекулярных сил навстречу друг другу с некоторой составляющей скорости теплового движения. Таким образом, каждой молекуле в зависимости от условий взаимодействия ее с другой молекулой могут соответствовать при различных по величине расстояния взаимодействия

$$\delta_T < \delta_0 < \delta_{\min}.$$

Из самого характера взаимодействия, т. е. его знака, вытекает, что расстояния, лежащие в пределах от δ_0 до $\delta_{\min}$ и несколько большие, являются эффективными не только для сближения молекул, но и для их объединения, в то время как расстояния от δ_0 до δ_T , а также значительно большие, чем $\delta_{\min}$, не являются эффективными. На этих расстояниях объединение их невозможно, хотя сближения в пределах от δ_0 до δ_T и могут иметь место.

Величина $\delta_{\min}$ может быть вычислена по данным о кристаллической решетке, а также по значению V_0 при $T_{\text{acc}}=0$ по формуле

$$\frac{4\pi}{3} \left(\frac{\delta_{\min}}{2} \right)^3 = 0,74 \frac{V_0}{N}, \quad (1,26)$$

где 0,74 — коэффициент для учета плотной упаковки.

Порядок δ_T может быть установлен на основании уравнения для критической точки

$$\delta_T^3 = \frac{3kT_{\text{кр}}}{16\pi N P_{\text{кр}}},$$

здесь $T_{\text{кр}}$ и $P_{\text{кр}}$ — соответственно температура и давление в критической точке.

Между $\delta_{\min}$ и δ_0 имеется следующее соотношение:

$$\delta_{\min}^3 \simeq \sqrt{2} \delta_0^3.$$

Таким образом, если рассматривать, как это принято в кинетической теории газов, молекулы как упругие шарики, то диаметр молекул водяного пара будет соответствовать расстоянию, на которое могут сблизиться друг с другом центры двух одинаковых молекул. При определении диаметра молекулы следует исходить из значения энергии потенциала притяжения молекул, так как на расстояниях, эффективных для сцепления молекул H_2O , больше действуют силы притяжения. Силы же отталкивания становятся существенными только тогда, когда молекулы взаимодействуют на расстояниях, меньших, чем молекулярные размеры. К этому следует добавить, что на величину диаметра молекулы H_2O , имеющей постоянный диполь, должна сказаться температура воздуха, поскольку молекулярная энергия притяжения в своей ориентационной части зависит от температуры.

В настоящее время характер взаимодействия молекул в реальном газе в связи с исследованиями общего уравнения состояния реальных газов получил достаточно подробное освещение. Несмотря на некоторые различия в его трактовке отдельными авторами, общим является вывод о наличии наряду с простыми сложными молекулярными взаимодействиями. Нет оснований делать в этом отношении исключение для молекул водяного пара в атмосфере. В водяном паре осуществляются взаимодействия его молекул как в виде парных столкновений, так и столкновений более высоких порядков. Последние создают качественные особенности в состоянии той части водяного пара, молекулы которой оказываются вовлеченными в сравнительно сложные взаимодействия.

Так, при столкновении не менее трех молекул часть соударяющихся молекул может объединиться при условии, если другие молекулы после соударения возвратятся в воздух, воспри-

няя на себя высвобождаемую объединенными молекулами энергию поступательного движения. Этим образовавшиеся комплексы предохраняются от немедленного распада, приобретая известную стойкость и некоторую долговечность, превосходящую длительность простого столкновения молекул. Средняя продолжительность жизни таких молекулярных комплексов порядка 10^{-8} сек. (Кудрявцев, 1957).

Совокупность частиц того или иного типа, образующаяся в результате ассоциации молекул водяного пара, представляется как обычный пар, подчиняющийся всем известным газовым законам; поэтому водяной пар в атмосфере можно рассматривать как смесь нескольких паров (фракции частиц с одинаковым количеством объединившихся молекул). В среде этих фракций водяного пара непрерывно происходят взаимопревращения: более сложные частицы распадаются на более простые, другие же частицы соединяются в более сложные. При неизменной температуре и сохраняющейся общей массе пара в единице объема воздуха этот процесс взаимопревращения является равновесным, т. е. убыль вследствие распада частиц какой-либо фракции в точности компенсируется образованием их из более простых частиц. Каждому равновесному состоянию отвечает вполне определенное распределение молекул по фракциям пара.

Для определения числа комплексов молекул H_2O различной степени ассоциации применяется закон действующих масс

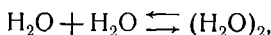
$$PN_i^{\nu_i} = CT \frac{\sum \nu_i c_{\nu_i}}{k} e^{-\frac{\sum \nu_i U_{0i}}{kT}} \frac{1}{(V - b_0 N)^{\sum \nu_i}}, \quad (1,27)$$

где правая часть уравнения представляет собой константу равновесия, характеризующую степень неполноты превращения водяного пара, состоящего из одиночных молекул H_2O , в водяной пар, состоящий из комплексных молекул $(H_2O)_n$; c_{ν_i} — теплоемкость комплексов; U_{0i} — теплота образования комплексов; V — объем влажного воздуха; b_0 — собственный объем одной молекулы водяного пара;

$$N = N_{H_2O} + 2N_{(H_2O)_2} + \dots + nN_{(H_2O)_n}; \quad (1,28)$$

(N — число молекул H_2O как входящих в комплексы, так и остающихся одиночными); C — постоянная, характерная для каждой фракции комплексов; ν_i — число молей пара данной фракции (знак минус или плюс ставится перед ν_i в зависимости от того, относится оно к начальному или конечному образованию).

Для случая образования



когда два моля из одинаковых молекул образуют один моль из двойных, т. е. когда $\nu_1 = -2$ и $\nu_2 = 1$, выражение (1,27) будет иметь вид:

$$\frac{N_2}{N_1^2} = C_1 T^{\frac{-2c_{v_1} + c_{v_2}}{k}} e^{-\frac{2U_{0_1} + U_{0_2}}{kT}} \frac{1}{V - b_0 N}. \quad (1,29)$$

Теплота образования комплексов равна

$$U_{0_2} = 2U_{0_1} + U_{0''},$$

где U_{0_1} — энергия равновесия атомов в одиночных молекулах, $U_{0''}$ — энергия взаимодействия двух молекул, объединяющихся в комплекс.

Поэтому

$$\frac{N_2}{N_1^2} = C_1 T^{\frac{-2c_{v_1} + c_{v_2}}{k}} e^{-\frac{U_{0''}}{kT}} \frac{1}{V - b_0 N}. \quad (1,30)$$

Согласно предыдущему уравнению (1,23), энергия равновесного состояния двух молекул водяного пара близка к критической, а именно:

$$U_0 \simeq kT_{кр}.$$

Произведя замену в (1,30), получим

$$\frac{N_2}{N_1^2} = C_1 T^{\frac{-2c_{v_1} + c_{v_2}}{k}} e^{\frac{T_{кр}}{T}} \frac{1}{V - b_0 N}. \quad (1,31)$$

Соответственно при учете тройных и более крупных комплексов будем иметь

$$\frac{N_n}{N_1^n} = C_{n-1} T^{\frac{-c_{v_1} - c_{v''} + c_{v_n}}{k}} e^{\frac{(n-1) T_{кр}}{T}} \frac{1}{V - b_0 N}, \quad (1,32)$$

где c_{v_1} — теплоемкость комплексов первой взаимодействующей фракции пара, $c_{v''}$ — теплоемкость комплексов второй взаимодействующей фракции пара, c_{v_n} — теплоемкость образующихся комплексов пара.

При определении теплоемкости комплексов молекул водяного пара учитывается, что общая потеря степеней свободы движения молекулами в комплексе составляется из $3n - 3$ нереализованных степеней свободы поступательного движения и nm нереализованных степеней вращений, а вместе из

$$3n - 3 + nm,$$

где n — число молекул, составляющих комплекс, m — число нереализованных вращений.

Следовательно, в соответствии с кинетической теорией газов теплоемкость комплекса пара будет на

$$\frac{(3n - 3 + nm) k}{2}$$

меньше суммы отдельных теплоемкостей простых молекул, составляющих комплекс.

По данным М. П. Вуколовича и И. И. Новикова (1948), для молекул водяного пара, объединяющихся в двойной комплекс, $m_1 = 1,968 \approx 2$, а для молекул, объединяющихся в тройной или еще более крупный комплекс, $m_2 = 2,957 \approx 3$.

Соответственно теплоемкости комплексов будут равны:

$$c_{v_1} = c_{v_1} - \frac{(3 + 2m_1) k}{2},$$

$$c_{v_{n \geq 3}} = nc_{v_1} - \frac{(m + 3)n - 3}{2} k.$$

Подставляя значения c_v в уравнение (1,32), получим

$$\frac{N_n}{N_1^n} = \frac{C_{n-1} e^{\frac{(n-1) T_{кр}}{T}}}{T^{\frac{(m+3)n-3}{2}} (V - b_0 N)^{n-1}}, \quad (1,33)$$

где N_n — число комплексов $(H_2O)_n$ данной фракции водяного пара, N_1 — число одиночных молекул H_2O , не входящих в комплексы, $b_0 N$ — собственный объем молекул водяного пара.

Для реальных атмосферных условий $b_0 N$ как поправка к объему воздуха пренебрежимо мала. Следовательно:

$$\frac{N_2}{N_1^2} = \frac{C_1 e^{\frac{T_{кр}}{T}}}{T^{3,5} V}; \quad (1,34)$$

$$\frac{N_3}{N_1^3} = \frac{C_2 e^{\frac{2T_{кр}}{T}}}{T^{7,5} V^2}; \quad \frac{N_4}{N_1^4} = \frac{C_3 e^{\frac{3T_{кр}}{T}}}{T^{10,5} V^3}$$

и так далее.

Обозначая правые части через K_i , получим:

$$N_2 = K_1 N_1^2; \quad N_3 = K_2 N_1^3; \quad N_4 = K_3 N_1^4.$$

Поскольку из (1,28) следует, что

$$N = N_1 + 2N_2 + 3N_3 + \dots + nN_n,$$

то

$$N = N_1 + 2K_1 N_1^2 + 3K_2 N_1^3 + \dots + nK_{n-1} N_1^n.$$

Последнее выражение представляет собой степенной ряд, обращение которого дает

$$N_1 = N - 2K_1 N^2 + (8K_1^2 - 3K_2) N^3 - (40K_1^3 - 3K_1 K_2 + 4K_3) N^4 + \dots \quad (1,35)$$

Отсюда представляется возможным определить число простых молекул H_2O , остающихся в каждый данный момент вне ассоциации. Это в свою очередь позволяет определить и число различных комплексов молекул водяного пара.

Обозначим в формуле (1,34)

$$\frac{T_{кр}}{T} \cdot \frac{e}{T^{3,5} V} = \gamma. \quad (1,36)$$

Тогда будем иметь

$$K_{n-1} = C_{n-1} \alpha^{n-1}. \quad (1,37)$$

По данным Вуколовича (1945), C_1 равно $4,05 \cdot 10^5$. Начиная же с C_2 , т. е. для комплексов $(H_2O)_n$, $n \geq 3$,

$$C_{n-1} = C_1 \Gamma^{n-2} T^{\frac{n}{2}-2}.$$

Коэффициент Γ по тем же данным равен 21,5.

Произведя соответствующие расчеты и подставляя значения констант равновесия K_i в формулу (1,35), получим число простых молекул N_1 , остающихся вне ассоциации одиночными.

Исходя из того, что $N_2 = K_1 N_1^2$, $N_3 = K_2 N_1^3$ и т. д., находим число различных комплексов водяного пара в воздухе (табл. 2). В табл. 3 приводится для сравнения число молекул H_2O в 1 м³ воздуха при его насыщении (как входящих в комплексы, так и остающихся одиночными).

Таблица 2

Число различных комплексов H_2O в 1 м³ влажного воздуха при 100 %-ной относительной влажности

Число молекул в комплексе n	Температура воздуха				
	40	15	0	-40	-60
2	$2,0 \cdot 10^{22}$	$3,4 \cdot 10^{21}$	$4,3 \cdot 10^{20}$	$8,1 \cdot 10^{17}$	$1 \cdot 10^{16}$
3	$1,5 \cdot 10^{20}$	$1,0 \cdot 10^{19}$	$4,9 \cdot 10^{17}$	$9,3 \cdot 10^{13}$	$2 \cdot 10^{11}$
4	$5,1 \cdot 10^{17}$	$5,1 \cdot 10^{16}$	$2,4 \cdot 10^{15}$	$2,3 \cdot 10^{10}$	$1 \cdot 10^6$
5	$4,1 \cdot 10^{15}$	$1,4 \cdot 10^{14}$	$3,4 \cdot 10^{12}$	$3,5 \cdot 10^6$	$1 \cdot 10$
6	$2,6 \cdot 10^{13}$	$5,1 \cdot 10^{11}$	$4,9 \cdot 10^9$	$5,8 \cdot 10^3$	
7	$1,5 \cdot 10^{11}$	$1,5 \cdot 10^9$	$9,7 \cdot 10^6$	$9,3 \cdot 10$	
8	$5,1 \cdot 10^8$	$8,5 \cdot 10^6$	$1,9 \cdot 10^4$		
9	$4,1 \cdot 10^6$	$1,7 \cdot 10^4$	$3,4 \cdot 10$		
10	$2,6 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^2$			
11	$1,5 \cdot 10^2$				

Из данных табл. 2 видно, что в реальных атмосферных условиях при охлаждении воздуха наблюдается постепенное замедление роста как общего числа молекулярных комплексов, так и в особенности крупных комплексов. Этим отличается процесс комплексообразования молекул в атмосфере от процесса комплексообразования в закрытых объемах, где, вследствие того что количество водяного пара не изменяется, число крупных комплексов при охлаждении растет, а при повышении температуры уменьшается таким образом, что при приближении к критической температуре комплексы уже не образуются.

Таблица 3

Число молекул H_2O в 1 м^3 воздуха при насыщении (в 10^{21})

	Температура воздуха					
	0	-5	-10	-20	-30	-40
Насыщение над водой	164	115	80	36	15	6
Насыщение над льдом	164	101	72	30	11	4

Банд (1941) расчетным путем определил средние значения числа молекул H_2O в комплексах в условиях насыщенного пара при положительных температурах.

$T_{\text{абс}}^\circ$	647	466	427	398	367	336	312
$n_{\text{ср}}$	1	2,8	3,4	3,9	4,5	5,3	5,8

Как мы указывали, в атмосфере, наоборот, максимум числа комплексообразования обнаруживается при более высоких температурах, в условиях большой абсолютной влажности. В этом случае имеет место сравнительно четкий верхний предел степени ассоциированности водяного пара в комплексы, состоящие из 12 молекул, при температурах $40-50^\circ$.

Для нашего исследования существенными являются вопросы строения и размеров комплексных частиц водяного пара. Кроме того, при установлении различия в размерах комплексов, имеющих характер строения воды и льда, необходимо учесть влияние температуры на их объединение.

Энергия взаимодействия молекул, соответствующая силам притяжения, имеет три составляющие: (1,13), (1,15) и (1,17).

Соотношение этих составляющих молекулярных сил

$$m_{U_{\text{пр}}} = \frac{U_{\text{пол}} + U_{\text{дис}}}{U_{\text{ор}}} \quad (1,38)$$

для молекул водяного пара следующее:

$T_{\text{абс}}^\circ$	277	273	253	234	233	232
$m_{U_{\text{пр}}}$	0,287	0,280	0,259	0,240	0,238	0,237

Заметим, что от температуры непосредственно зависит только энергия ориентационного эффекта. В связи с этим рассмотрим вначале эту составляющую. Эффективное сближение молекул, приводящее к их объединению благодаря возникновению сил сцепления, вызываемых энергией ориентационного эффекта, может быть определено исходя из равенства

$$U_{\text{ор}} = akT,$$

где a — некоторая постоянная (безразмерная величина) значительно меньше единицы, учитывающая, что уравнение (1,13) выведено из условия $U_{\text{ор}} \ll kT$.

Подставляя это значение в уравнение (1,13), получим

$$L^6 T^2 = -\frac{2\mu^4}{3ak^2} = \text{const},$$

откуда для двух расстояний между молекулами, отвечающих температурам T_1 и T_2 ,

$$L_2 = L_1 + L_1 \left(\sqrt[3]{\frac{T_1}{T_2}} - 1 \right). \quad (1,39)$$

Далее, в качестве второго приближения учтем молекулярные силы поляризационного и дисперсионного характера.

Изменение расстояния эффективного сближения между молекулами-диполями, получающееся в процессе ориентации, при смене температур сказывается и на энергии этих эффектов, что в свою очередь вносит изменение в расстояния между молекулами. Это изменение можно учесть, используя отношение (1,38). Поскольку зависимость энергии взаимодействия молекул от расстояния для всех трех эффектов одинакова, то

$$L_2 = L_1 \left[\left(1 + m_{U_{\text{пр}}} \right) \sqrt[3]{\frac{T_1}{T_2}} - m_{U_{\text{пр}}} \right]. \quad (1,40)$$

Приведем теперь расчет расстояний между молекулами при их объединении в кристаллы льда.

Из рентгенографических исследований известно, что характерное для кристаллической решетки льда расстояние между молекулами H_2O в составляющих ее плоскостях равно $4,52 \text{ \AA}$. Для воды как псевдокристаллической жидкости это расстояние равно $4,2 \text{ \AA}$.

Эти данные отнесем для льда к температуре, при которой, по опытам в камере Вильсона, самостоятельно возникают кристаллики льда без участия примесей, облегчающих процесс их образования, а именно к -41° , и для воды — к температуре, которая условно является нижней границей существования воды как жидкости псевдокристаллического кварцеобразного строения, т. е. к 4° .

Принимая таким образом $T_1 = 277,2^\circ$ абс., соответствующее ему $L_1 = 4,2 \text{ \AA}$ и подставляя их в полученную формулу (1,40), определим значения упомянутых ранее расстояний между молекулами для некоторых температур:

$t^\circ \text{C}$	4	0	-39	-40	-41
$L \text{ \AA}$	4,20	4,23	4,50	4,51	4,52

Далее, исходя из геометрических представлений, можно приближенно определить и межмолекулярные расстояния d , соответствующие значениям диаметров молекул. Воспользуемся для этой цели схемой расположения молекул H_2O в решетке льда (рис. 6).

Здесь

$$d = \frac{L}{2 \sin \frac{\alpha}{2}},$$

где $\alpha \approx 109^\circ$.

Приведем значения межмолекулярных расстояний $d = f(T)$ при объединении молекул H_2O для некоторых температур:

$T_{\text{абс}}$	277	273	234	233	232
$d \cdot 10^8 \text{ см}$	2,65	2,66	2,83	2,84	2,85

Сравнивая полученные величины с данными рентгенографии льда, находим, что расстояние между молекулами H_2O при их объединении, имеющем место при температуре от -39 до -41° , соответствует расположению молекул в плоскостях, составляющих элементарный кристалл льда.

Отсюда можно сделать вывод, что только такое понижение температуры при нормальном давлении может создать условия, необходимые для формирования кристаллов льда. До этого предела без участия примесей, облегчающих процесс такого формирования, образуются частицы жидкой воды.

Тот факт, что при опытах в камере Вильсона кристаллики льда появляются в некотором количестве и при температурах на $5-6^\circ$ выше температуры -40° , можно объяснить кратковременными флюктуациями температуры.

Принимая во внимание изложенное и рассматривая молекулы H_2O как шарики с определенными для каждой температуры радиусами, можно сложную задачу формирования комплексов решать до известной степени упрощенно, заменяя ее геометрической задачей об упаковке в пространстве разновеликих сфер, притягивающихся друг к другу. Принцип минимума потен-

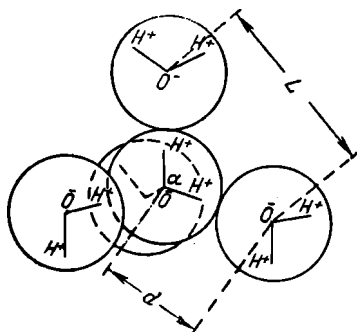


Рис. 6. Расположение молекул в комплексе $(\text{H}_2\text{O})_5$.

циальной энергии такой системы шаров сводится к принципу наибольшей экономии пространства при упаковке шаров.

Рассмотрим систему расположения молекул A, D, G, F , окружающих молекулу B в пятимолекулярном комплексе тетраэдрического строения (Шулейкин, 1953). Для этого элементы такого комплекса разметим на специальном схематическом чертеже (рис. 7). На рисунке $GD=a$, $EF=b$, $BC=c_1$, $BA=c_2$.

Из анализа чертежа можно установить, что:

$$a = 4r \sin \alpha = 4r \sqrt{\frac{2}{3}};$$

$$b = 4r \sqrt{\frac{2}{3}} \cos 30^\circ = 2r \sqrt{2};$$

$$c_1 = 2r \sin \frac{180^\circ - 109^\circ}{2} = \frac{2}{3} r;$$

$$c_2 = 2r.$$

Пусть молекулы G и D лежат в одном из продольных рядов рассматриваемой системы. Тогда n_1 молекул займут протяжение, равное

$$n_1 a = 4n_1 r \sqrt{\frac{2}{3}}. \quad (1,41)$$

Следующий ряд расположится на расстоянии b от первого ряда, и поэтому n_2 таких рядов займут в ширину протяжение

$$n_2 b = 2n_2 r \sqrt{2}. \quad (1,42)$$

Расстояние от нижнего слоя молекул до следующего над ним будет равняться $c_1 = \frac{2}{3} r$, а расстояние от второго слоя до третьего будет равно $c_2 = 2r$. Следовательно, n_3 слоев должны будут занять протяжение в высоту

$$n_3 \left(\frac{c_1 + c_2}{2} \right) = \frac{4}{3} n_3 r. \quad (1,43)$$

Тогда объем, содержащий в себе n_3 слоев с n_2 продольными рядами и с n_1 молекулами в каждом ряду, будет равен

$$v = \left(4 \sqrt{\frac{2}{3}} \cdot 2 \sqrt{2} \cdot \frac{4}{3} \right) n_1 n_2 n_3 r^3, \quad (1,44)$$

или

$$v = \frac{64}{3 \sqrt{3}} N r^3. \quad (1,45)$$

В целях проверки формулы, подставляя вместо N число молекул в грамме воды, а вместо r — значение радиуса молекулы воды, найдем, что удельный объем воды равен единице, что соответствует действительности.

Оценка размеров молекулярных комплексов водяного пара может быть произведена и путем расчета плотности упаковки в них молекул H_2O , зависящей в первую очередь от характера расположения последних при объединении. Объем комплекса

$$b = \frac{b_0 n_m}{\eta}, \quad (1,46)$$

где b_0 — объем одиночной молекулы, n_m — число молекул, составляющих комплекс, η — коэффициент упаковки.

Переходя от объема к линейным размерам частиц, нельзя заранее не принять ту или иную их форму. С известной степенью

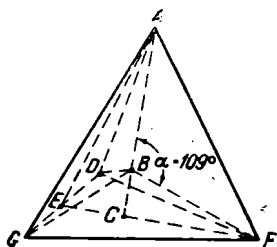


Рис. 7. Схема молекулярного тетраэдра.

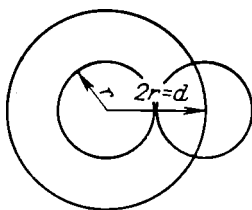


Рис. 8. Сфера действия молекул.
 r — радиус молекулы.

приближения можно принять форму комплексов молекул водяного пара шарообразной. Тогда можем написать

$$\frac{4}{3} \pi r_{\text{к. м}}^3 = \frac{4}{3} \frac{\pi r_m^3 n_m}{\eta},$$

где $r_{\text{к. м}}$ — радиус комплекса, равный

$$r_{\text{к. м}} = \sqrt[3]{\frac{n_m r_m^3}{\eta}}, \quad (1,47)$$

а r_m — радиус одной молекулы H_2O .

Установим коэффициент упаковки. Очевидно, что центры одинаковых шаров могут сблизиться на расстояние, не меньшее $2r_m$, а это значит, что центры соседних молекул не могут проникнуть в сферу радиуса $2r_m$, окружающую центр данной молекулы (рис. 8). Объем такой сферы

$$v_{\text{сф}} = \frac{4}{3} \pi (2r_m)^3 = 8b_0, \quad (1,48)$$

где b_0 — объем одной молекулы.

Комплекс, состоящий из n молекул, имеет недоступный для взаимного проникновения молекул объем $n v_{\text{сф}} = 8 n b_0$. В данном случае считаем первую молекулу шаровидной, а вторую — то-

ческой, поэтому, переходя к естественному объему двух взаимодействующих молекул, получим, что для каждой молекулы объем, недоступный для проникновения других молекул, в среднем составит

$$v' = \frac{v_{сф}}{2} = 4b_0.$$

откуда коэффициент упаковки будет равен $\eta = 0,25$, тогда

$$r_{к. м} = \sqrt[3]{4n_m r_m^3}. \quad (1,49)$$

Параллельное определение размеров комплексов этими двумя способами дает расхождение в 7%. В табл. 4 приводятся размеры комплексов водяного пара в атмосфере, рассчитанные при температурах 0 и -40° .

Таблица 4

Размеры комплексов водяного пара $(H_2O)_n$ ($r \cdot 10^8$ см)

n	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
При 0°	2,60	3,00	3,39	3,65	3,87	4,07	4,24	4,41	4,56	4,70	4,85
При -40°	2,76	3,16	3,47	3,75	3,99	4,19	4,38	4,56	4,72	4,87	5,01

3. Перерастание молекулярной ассоциации в конденсацию

Дипольная ассоциация молекул водяного пара представляет собой кратковременное их соединение на время совместного движения. Действующие при этом силы связывания молекул дают начало их ориентации, необходимой для образования гибких водородных связей, что благоприятствует длительному объединению молекул H_2O посредством донорно-акцепторного взаимодействия. Продолжительность осуществления водородной связи после возникновения необходимой для этого ориентации молекул составляет $10^{-12} - 10^{-13}$ сек. Следовательно, она укладывается в период дипольной релаксации, имеющей порядок $10^{-11} - 10^{-12}$ сек.

На расположение молекул при донорно-акцепторном взаимодействии существенно сказывается его природа. Так, энергетически наиболее выгодным является такое расположение взаимодействующих молекул H_2O , при котором линия связи $O-H$ приблизительно совпадает с направлением оси симметрии неподеленной пары электронов атома кислорода (гибридная орбита), поскольку в этом случае перекрывание орбит атомов $H \dots O$ будет наибольшим.

При взаимодействии молекул воды оси облаков двух неподделенных пар электронов направлены приблизительно к вершинам тетраэдра. Поэтому кристаллы льда и внутренние ориентированные микрообъемы воды, в которых молекулы H_2O соединены водородной связью, имеют тетраэдрическое строение.

При объединении молекул H_2O происходит гибридизация орбит с углом $\text{OH}\dots\text{O}$ между их осями, равным 109° . В свободной же молекуле воды валентный угол HON составляет 105° . В случае гибридной орбиты это положение справедливо не только для донорно-акцепторного, но также и для дипольного взаимодействия, поскольку центр тяжести отрицательного заряда при гибридной орбите не совпадает с центром тяжести положительного заряда.

Приведенное ранее разделение молекулярных сил притяжения в известном смысле является условным, так как дисперсионные, а в нашем случае и дипольные силы действуют постоянно и их невозможно исключить из процесса взаимодействия молекул H_2O . В этом отношении водородные связи существенно проявляются только в жидкой и твердой фазе воды. В парообразной же фазе, когда молекулы взаимодействуют на сравнительно далеких расстояниях, такие связи практически не осуществляются. Так, например, образование сравнительно устойчивой водородной связи в комплексе из двух-трех молекул водяного пара маловероятно. С достаточной полнотой водородные связи имеют возможность проявить себя в комплексах, имеющих размеры элементарных ячеек воды или льда (частиц из четырех молекул и более), поскольку здесь их тетраэдрическое расположение, характерное для объединения, благодаря таким связям имеет достаточную вероятность.

Таким образом, в процессе перехода от дипольного притяжения к более устойчивым водородным связям, обуславливающим тетраэдрическое расположение взаимодействующих молекул H_2O , в количествах, достаточных для образования элементарных ячеек воды и льда, комплексы молекул H_2O приобретают свойства мельчайших капелек воды или ледяных кристалликов. Одним из характерных свойств частиц твердой или жидкой фазы является поверхностное натяжение, которое мы рассмотрим подробнее.

На поверхности раздела воды и водяного пара имеется слой молекул, значительно отличающийся по своим свойствам от других слоев молекул в воде. Молекула, расположенная внутри воды, испытывает равномерное действие со стороны окружающих ее молекул; равнодействующая этих молекулярных сил равна нулю. Совершенно иным является действие межмолекулярных сил на молекулу, расположенную у поверхности раздела. В этом случае силы почти целиком будут направлены во внутрь воды и вдоль поверхности раздела вода—воздух. Следовательно, на границе двух соприкасающихся фаз сосредоточивается избы-

ток энергии относительно энергии тех их объемных частей, которые образуют поверхностный, граничный слой.

Такое «сгущение» энергии в поверхностном слое может быть представлено следующим образом:

$$E' = E_c - (E_I + E_{II}), \quad (1,50)$$

где E_c — энергия всей системы, E_I и E_{II} — энергия фаз I и II.

Распределение энергии на границе двух фаз графически представлено на рис. 9, где сгущение энергии в поверхностном слое показано в виде заштрихованной площади.

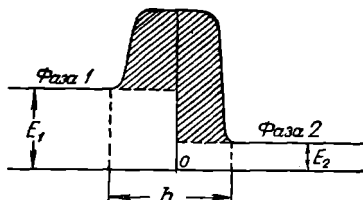


Рис. 9. Распределение энергии на границе двух фаз.

h — толщина переходного слоя.

Удельная свободная поверхностная энергия, соответствующая работе обратимого и изотермического образования единицы поверхностного слоя, может быть определена так:

$$\frac{E'}{S} = \frac{E_c - (E_I + E_{II})}{S}, \quad (1,51)$$

где S — площадь поверхности раздела фаз.

Эта энергия, затрачиваемая на извлечение из воды и воздуха того количества молекул H_2O , которое необходимо для образования 1 см^2 поверхностного слоя воды, лежит в основе поверхностного натяжения $\frac{E'}{S} = \sigma$ (в дн/см). Величина поверхностного натяжения σ линейно зависит от температуры, убывая с повышением последней,

$$\sigma_t = \sigma_0 + \sigma_0 \gamma t, \quad (1,52)$$

где γ — коэффициент, равный $-0,002$; при температуре 0° для воды σ_0 равно $75,64$ дн/см.

Сила внутреннего давления, направленная на поверхностные молекулы перпендикулярно поверхности воды, препятствует их удалению в воздух. Величина этого препятствия зависит от геометрического вида поверхности раздела.

С выпуклой поверхности капли молекулы втягиваются вовнутрь воды слабее, в результате чего условия отрыва их оказываются более благоприятными, чем с плоской поверхности.

Таким образом, при той же температуре упругость водяного пара над поверхностью капли P_r оказывается больше упругости над плоской поверхностью воды P_∞ , т. е.

$$P_r > P_\infty.$$

Однако заметное изменение в упругости пара наблюдается лишь у очень малых капель воды. Так, у капель радиусом 10^{-4} см разница почти незаметна, у капель же радиусом 10^{-6} см

упругость увеличивается на 10%, а у капель радиусом 10^{-7} см она возрастает в два раза по сравнению с упругостью над плоской поверхностью воды. Отсюда вытекает два важных следствия.

1. Если капля малых размеров будет находиться в воздухе даже со 100%-ной относительной влажностью, она все же будет испаряться. Для того чтобы капля не испарялась, а росла, относительная влажность должна быть увеличена до $100\% \frac{P_r}{P_\infty}$, т. е. пространство должно быть пересыщено в $\frac{P_r}{P_\infty}$ раз.

2. Как следствие из этого, в полидисперсном облаке или тумане должна происходить изотермическая перегонка влаги с мелких капель на крупные, благодаря чему должна изменяться дисперсность системы в сторону ее уменьшения.

Общий запас поверхностной энергии

$$E' = \sigma n, \quad (1,53)$$

где s — поверхность капли, σ — коэффициент поверхностного натяжения, n — число капель.

В. Томсон в 1871 г. на основе данных, полученных при опытах с капиллярами, предложил учитывать влияние кривизны поверхности капли на упругость пара над ней, применяя формулу

$$\ln \frac{P_r}{P_\infty} = \frac{2\sigma M}{R T \rho r}; \quad (1,54)$$

здесь M — молекулярный вес водяного пара, R — универсальная газовая постоянная, T — температура воздуха по абсолютной шкале, ρ — плотность воды, r — радиус капли.

Соответственно рассчитанная кривая зависимости давления насыщенного пара у поверхности капли от ее радиуса приведена на рис. 10.

В 1937 г. К. С. Ляликов произвел сравнительно удачную проверку этой формулы, в результате чего сделал вывод, что зависимость упругости пара над каплями разных размеров соответствует требуемой уравнением Томсона. Однако исследование не дало ответа на вопрос о пределе применимости формулы Том-

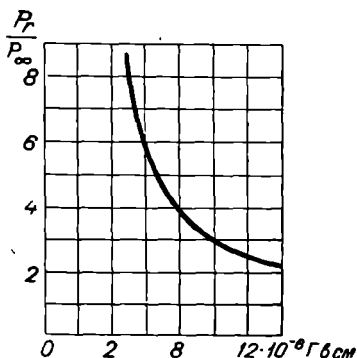


Рис. 10. Кривая зависимости давления насыщенного пара у поверхности капли от ее радиуса.

сона к мельчайшим эмбриональным капелькам из нескольких молекул, поскольку оно ограничивалось каплями, имеющими радиус от 1 до 10 μ . Поэтому продолжают оставаться неясными два очень важных вопроса относительно применения этой формулы: как зависит поверхностное натяжение, величина которого входит в формулу Томсона, от размера капли и с какого размера эмбриональной капельки применимо уравнение Томсона.

Очевидно, само понятие поверхностного натяжения неприменимо, например, к одной молекуле.

Точный вид зависимости σ от r неизвестен. В общем виде Томсон учел ее в своей формуле следующим образом:

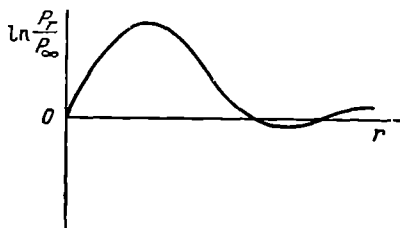


Рис. 11. Влияние поверхностного натяжения на давление пара у поверхности капли.

$$\ln \frac{P_r}{P_\infty} = \frac{M}{RT_p} \left(\frac{2\sigma}{r} + \frac{d\sigma}{dr} \right). \quad (1,55)$$

Из опытов Рейнольдса, Рукера и Иоганнота Томсон заключил, что для $r=0$ $\sigma=0$, затем с увеличением радиуса коэффициент поверхностного натяжения растет, достигает при определенном радиусе максимального значения и потом опять уменьшается. Исходя из этих предположений, Томсон показал, что значения $\ln \frac{P_r}{P_\infty} = f(r)$ могут быть выражены кривой, приведенной на рис. 11.

Нам представляется, что применение формулы Томсона должно ограничиваться размерами молекулярных комплексов водяного пара, соизмеримых с элементарными ячейками кристаллической решетки льда или так называемой псевдокристаллической решетки воды, т. е. для льда — комплексов $(H_2O)_{n \geq 4}$ и для воды — $(H_2O)_{n \geq 5}$, поскольку по отношению к более мелким комплексам она теряет смысл.

Рассмотрим это подробнее.

Как мы уже говорили, комплекс из пяти молекул H_2O представляет собой как бы законченную, сформированную эмбриональную капельку, поскольку с находящейся в центре такого комплекса молекулой не может непосредственно связаться ни одна другая молекула водяного пара (см. рис. 6). В этом комплексе все крайние молекулы удерживаются прежде всего силами сцепления с центральной молекулой, изолированной от свободных молекул. Это аналогично положению молекул в капле воды, где поверхностные молекулы связаны с внутренними и имеют возможность соприкосновения со свободными молекулами

водяного пара; внутренние молекулы воды изолированы от свободных молекул пара. Такая капелька-комплекс уже способна в процессе дальнейшего роста воспринимать энергию поступательного движения вновь присоединяющихся молекул с переводом ее в энергию внутреннего движения (колебаний молекул относительно друг друга) без обязательного разрыва всех связей между молекулами. Однако все же в таком комплексе $(\text{H}_2\text{O})_5$ поверхностные силы еще не могут считаться устойчивыми, так как отрыв даже одной молекулы нарушил бы указанную симметрию.

Вследствие того что внутренняя молекула комплекса становится недостижимой для свободных молекул, последующие присоединения молекул H_2O к этому комплексу могут происходить за счет образования четырехмолекулярного окружения каждой крайней его молекулы. Заполнение новым слоем молекул такой эмбриональной капельки приведет к образованию комплекса с полностью установившимися поверхностными свойствами капельки воды. Последнее утверждение основывается на том, что в этом случае равновесный процесс сцепления и отрыва молекул в поверхностном слое не приводит к немедленному нарушению минимума молекул, необходимого для сохранения комплексом свойств воды или льда.

При отрицательных температурах, близких к 0° , строение комплексов в общем аналогично строению при положительных температурах (подробнее это будет рассмотрено в разделе о структуре воды при различных температурах).

Однако при значительном снижении температуры комплексы, сохраняя тетраэдрическое строение, приобретают свойства льда с установлением соответствующих льду межмолекулярных расстояний. Как известно, элементарная ячейка льда составляется из 12 молекул H_2O (рис. 12), причем $\frac{1}{3}$ такой ячейки, представляющая четырехмолекулярный тетраэдр, еще сохраняет свойства льда.

Таким образом, комплекс $(\text{H}_2\text{O})_4$ является минимальным, который может быть принят как эмбриональная льдинка (в кристаллохимии называют «зерном кристаллизации»).

Следовательно, в процессе роста более крупные комплексы водяного пара постепенно приобретают характерное для твердой и жидкой фазы свойство — поверхностное натяжение. Под влиянием поверхностного натяжения комплексы $(\text{H}_2\text{O})_4$ и более круп-

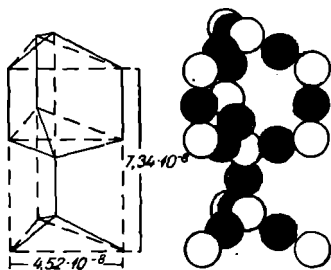


Рис. 12. Ячейка льда из 12 молекул H_2O .

ные имеют над своей выпуклой поверхностью давление, повышенное по сравнению с давлением над плоской поверхностью воды или льда. Вследствие этого такие мельчайшие кристаллики или капельки, образуясь при отсутствии достаточного пересыщения, немедленно распадаются.

Если количество водяного пара сохраняется, то понижение температуры в чистом, обеспыленном влажном воздухе, вообще говоря, создает условия для увеличения количества и размеров комплексов. Однако вследствие затруднения в сохранении комплексов, уже имеющих свойства мельчайших капелек, процесс ассоциации молекул ограничивается увеличением числа только мелких молекулярных комплексов, не достигающих размеров элементарных ячеек воды или льда.

Причем, поскольку это совершается без перехода части пара в воду, общее число частиц пара становится больше, чем необходимо для создания давления, соответствующего нормальному насыщению. Такое неустойчивое состояние продолжается до тех пор, пока пересыщение не достигнет уровня, соответствующего условию образования устойчивых в агрегатном отношении мельчайших капелек воды или льдинок на основе молекулярных комплексов.

Имея это в виду, можно считать, что и для мельчайших капелек-комплексов молекул H_2O

$$r_{кр} = \frac{2\sigma M}{RT_p \ln \frac{P_r}{P_\infty}} \quad (1,56)$$

Отсюда следует, что при $r = r_{кр}$, т. е. при равенстве радиуса такой частицы его критическому значению, частица будет находиться в равновесии со средой, при $r < r_{кр}$ будет испаряться, а при $r > r_{кр}$ на частице будет происходить дальнейшая конденсация водяного пара.

Таким образом, при достижении необходимого пересыщения может совершаться непосредственный переход молекулярной ассоциации в конденсацию, поскольку образующимся комплексам со свойствами мельчайших капелек воды поверхностное натяжение уже не будет мешать сохраняться как капелькам, а, наоборот, будет обеспечивать их быстрый рост за счет разрушающихся более мелких комплексов и одиночных молекул воды. После того как такие комплексы-капельки образуются, они быстро растут, достигая размеров, при которых разница в насыщении водяного пара над каплей и плоской поверхностью воды становится несущественной. При этом общее число частиц пара будет сокращаться, вызывая уменьшение общего давления пара до тех пор, пока оно не достигнет соответствия насыщению над плоской поверхностью воды. Сказанное хорошо демонстрируется опытами в камере Вильсона. В таком приборе вследствие расширения влажного воздуха понижается температура, в связи

с чем количество содержащегося водяного пара становится больше того, которое соответствует насыщению. Водяной пар при достижении определенного пересыщения получает возможность конденсироваться и при отсутствии в воздухе взвешенных примесей или ионов.

Так, при десятикратном пересыщении пара самостоятельно образуются визуально наблюдаемые капельки тумана.

Рассмотрим это более подробно. Состояние водяного пара в камере до расширения характеризуется следующим уравнением:

$$P_1 V_1 = \frac{M_1}{M} R T_1, \quad (1,57)$$

где P_1 — давление пара, V_1 — объем камеры, T_1 — температура влажного воздуха, M_1 — полная масса пара в объеме, M — молекулярный вес пара.

В момент расширения, но до конденсации водяного пара уравнение состояния запишется так:

$$P'_2 V_2 = \frac{M_1}{M} R T'_2; \quad (1,58)$$

здесь P'_2 — давление, соответствующее неустойчивому состоянию, T'_2 — температура воздуха после расширения, V_2 — объем после расширения.

После того как в результате понижения температуры образуется пересыщение, произойдет конденсация. Водяной пар при этом будет в состоянии, определяемом выражением

$$P_2 V_2 = \frac{M_2}{M} R T_2, \quad (1,59)$$

где M_2 — масса пара в объеме V_2 после конденсации, T_2 — температура влажного воздуха после конденсации, P_2 — давление, соответствующее температуре T_2 .

Плотность пара до конденсации равна

$$\rho'_2 = \frac{M_1}{V_2}, \quad (1,60)$$

а после конденсации ее можно представить в виде

$$\rho_2 = \frac{M_2}{V_2}.$$

Возникшее при расширении пересыщение определяется соотношением

$$\Delta P = \frac{\rho'_2}{\rho_2} = \frac{M_1}{M_2},$$

или

$$\Delta P = \frac{P'_2 T_2}{P_2 T'_2}. \quad (1,61)$$

Имея в виду, что $T_2 \approx T'_2$, получим

$$\Delta P = \frac{P'_2}{P_2}. \quad (1,62)$$

Зависимость пересыщения в камере Вильсона от величины расширения влажного воздуха ($t_{\text{нач}} = 20^\circ$) следующая:

Степень расширения . . 1,00 1,05 1,10 1,15 1,20 1,25 1,30 1,35 1,40

Степень пересыщения 1,00 1,28 1,78 2,36 2,96 4,00 5,52 7,16 9,14

Многочисленными опытами установлено, что если для системы воздух — водяной пар степень расширения превосходит 1,4, то создается более чем восьмикратное пересыщение воздуха водяным паром, достаточное для появления густого тумана. Так как в камере в это время нет других центров конденсации (частичек взвешенных примесей), поэтому в качестве их могут служить только комплексы молекул водяного пара размером порядка $5,0 \cdot 10^{-8}$ см, т. е. $(\text{H}_2\text{O})_{12}$. С увеличением пересыщения конденсация начинает происходить и на более мелких комплексах, чем и объясняется быстрый рост плотности тумана с увеличением пересыщения.

В табл. 5 приведены значения пересыщений, необходимых для того, чтобы молекулярные комплексы H_2O проявили себя в качестве ядер конденсации.

Таблица 5

Пересыщение $\frac{P_r}{P_\infty}$ для комплексов $(\text{H}_2\text{O})_n$ как центров конденсации

n	$r \cdot 10^{-8}$ см	$\frac{P_r}{P_\infty}$	n	$r \cdot 10^{-8}$ см	$\frac{P_r}{P_\infty}$
4	3,39	80	9	4,41	12,0
5	3,65	25	10	4,56	10,9
6	3,85	17	11	4,70	10,0
7	4,07	15,4	12	4,85	9,3
8	4,24	13,2			

Таблица 5 рассчитана для комплексов водяного пара как центров конденсации при 0° . При изменении температуры данные этой таблицы несколько изменятся. Так, с понижением температуры увеличатся размеры молекулярных комплексов. Кроме того, на расчете скажется принятие условия, что при температуре ниже -40° комплексы имеют ледяное строение.

Приведенные нами ранее расчеты показывают, что в атмосфере ассоциированных частиц водяного пара в процентном отношении ко всем частицам пара немного; так, вблизи 100%-ной относительной влажности при положительных температурах они

составляют не более 1%. Однако абсолютное число небольших комплексов велико. Чем крупнее комплексы, тем их в воздухе меньше. Так, например, комплексы H_2O , состоящие из 12 молекул, при 100%-ной относительной влажности и температуре 40° в кубическом метре влажного воздуха исчисляются единицами. Следует оговориться, что в случаях ионизации молекулярных комплексов они могут собрать около себя и связать с собой еще несколько десятков молекул водяного пара. Но и при этом их размеры будут далеки от размеров капелек воды, способных расти при насыщении или при небольших пересыщениях воздуха водяным паром.

Таким образом, к моменту насыщения воздуха водяным паром в атмосфере не имеется достаточно крупных комплексов его молекул для того, чтобы процесс молекулярной ассоциации в своем развитии перешел в процесс конденсации, т. е. чтобы произошло самостоятельное зарождение облачных капелек или кристалликов льда без участия ядер конденсации или сублимации. Для такого самостоятельного образования облачных элементов непосредственно из водяного пара требуется значительное пересыщение им воздуха.

Следует иметь в виду, что при образовании комплексов из молекул водяного пара общее число одиночных молекул и укрупненных частиц пара уменьшается по сравнению с тем, если бы не было процесса ассоциации. В результате соответственно уменьшается упругость водяного пара, поскольку вклад в давление пара одинаков как со стороны каждой отдельной молекулы, так и со стороны каждой укрупненной частицы, включающей в себя несколько молекул.

В уравнении состояния реального газа

$$P = \frac{NkT}{V - b_0N} - \frac{a_0N^2}{V^2}, \quad (1,63)$$

где P — давление в дн/см^2 , V — объем в см^3 , k — молекулярная газовая постоянная в $\text{эрг/}^\circ\text{C}$, N — число молекул пара, T — абсолютная температура. Первый член правой части уравнения выражает динамическое давление. В нем константа b_0 является мерой отталкивания между молекулами. Второй член характеризует притяжение между молекулами и показывает, что внешнее давление меньше динамического на эту величину. Константа a при этом является мерой сил притяжения.

Уравнение состояния для водяного пара с учетом ассоциации его молекул примет вид

$$P = \frac{\sum N_i}{N} \frac{kT}{V - b_0N} - \frac{a_0N^2}{V^2}. \quad (1,64)$$

В этом выражении

$$\sum N_i = N_{(\text{H}_2\text{O})} + N_{(\text{H}_2\text{O})_2} + \dots + N_{(\text{H}_2\text{O})_n},$$

т. е. равно общему числу неассоциированных молекул H_2O и комплексов молекул различной степени ассоциации.

$$N = N_{(\text{H}_2\text{O})} + 2N_{(\text{H}_2\text{O})_2} + \dots + nN_{(\text{H}_2\text{O})_n},$$

т. е. числу молекул H_2O , как входящих, так и не входящих в объединения.

Пока образуются мелкие комплексы, включающие в себя небольшое число молекул, т. е. когда

$$\frac{\Sigma N_i}{N} \approx 1,$$

давление пара меняется мало.

Чем больше образуется комплексов и чем они становятся крупнее, тем более заметным будет снижение давления водяного пара.

Для сохранения насыщения воздуха паром и тем самым для сохранения и роста молекулярных комплексов требуется соответствующая компенсация убыли отдельных молекул H_2O , включающихся в объединения. Такое необходимое пополнение молекул равно

$$\begin{aligned} \Delta N_1 &= (N_1 + 2N_2 + \dots + nN_n) - (N_1 + N_2 + \dots + N_n) = \\ &= N_2 + 2N_3 + \dots + (n-1)N_n, \end{aligned}$$

здесь N_1 есть $N_{(\text{H}_2\text{O})}$, N_2 есть $N_{(\text{H}_2\text{O})_2}$ и т. д.

Таким образом, требуемое абсолютное пересыщение, выраженное числом молекул, необходимых для сохранения упругости насыщения, будет равно

$$\Delta N_1 = \Sigma [(i-1)N_i]. \quad (1,65)$$

Гиббс показал, что если масса пересыщенного пара велика по сравнению с массой капли, то требуемая работа для изотермического обратимого образования «равновесной» капли равна

$$A = \frac{1}{3} s \sigma = \frac{4}{3} \pi r^2 \sigma, \quad (1,66)$$

где s — поверхность капли.

Если пересыщение бесконечно мало, то, согласно формуле (1,66), как размер равновесной капли, так и работа ее образования должны быть бесконечно большими. При этом система будет абсолютно стабильной. При возрастании пересыщения размер равновесной капли и работа должны быстро уменьшаться. Соответственно будет быстро падать относительная устойчи-

вость системы, что должно привести к появлению условий, благоприятных для конденсации водяного пара на собственных комплексах.

В атмосфере необходимость появления больших пересыщений водяного пара предвосхищается наличием взвешенных частиц различных примесей, облегчающих процесс конденсации. Поэтому возможность образования в обычных условиях капелек воды непосредственно на молекулярных комплексах водяного пара исключается. В условиях искусственно создаваемых больших пересыщений частицы новой фазы могут образоваться и на собственных комплексах.

Глава II

ОБРАЗОВАНИЕ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ КАПЕЛЬ И ЛЬДИНОК В АТМОСФЕРЕ

1. Образование переохлажденных капелек и их замерзание

Согласно молекулярно-кинетическим представлениям, элементы облака или тумана в реальной атмосфере возникают как капельки, а при известных условиях и как кристаллики льда, образующиеся на «зародышевых» частицах — центрах конденсации или сублимации. Роль таких центров двоякая. С одной стороны, имея относительно большие размеры (10^{-4} — 10^{-5} см), т. е. на 3—4 порядка больше размеров молекулярных комплексов, они устраняют необходимость многократного пересечения воздуха для конденсации или сублимации водяного пара, что свойственно процессу самостоятельного перехода последнего в воду или лед. С другой стороны, они обуславливают характер и эффективность взаимодействия молекул пара при образовании капелек или льдинок.

Первое связано с тем, что необходим определенный критический размер ядра, для того чтобы при реальном для атмосферы насыщении образовавшаяся капелька или кристаллик льда не испарились, а продолжали расти. Требуется также, чтобы при отборе молекул водяного пара на образующиеся капли и льдинки не произошло уменьшение насыщения воздуха ниже уровня, необходимого для конденсации или сублимации. Этот уровень определяется изотермическим равновесием между паром и водой или между паром и льдом, которое наступает при определенной для данной температуры упругости насыщенного пара над водой или льдом.

Давление насыщенного водяного пара над плоской поверхностью воды равно

$$E_s = E_0 \exp \left(c \frac{t}{T} \right), \quad (2,1)$$

где E_0 — упругость насыщенного пара при $T_0 = 273^\circ$, t — температура в $^\circ\text{C}$.

Здесь коэффициент

$$c = \frac{L}{AR_n T_0},$$

где в свою очередь A — термический эквивалент работы, равный $0,24 \cdot 10^{-7}$ кал/эрг, R_n — удельная газовая постоянная водяного пара, равная $4,6 \cdot 10^6$ эрг/г°C, L — теплота конденсации в кал/г.

Для давления насыщенного водяного пара над льдом коэффициент

$$c_n = \frac{L_A}{AR_n T_0} = \frac{L + L_{пл}}{AR_n T_0}, \quad (2,2)$$

где L_A — теплота сублимации, $L_{пл}$ — теплота плавления льда.

Откуда

$$\frac{E_n}{E_a} = e^{c_n \frac{t}{T}} = e^{2,68 \frac{t}{T}}. \quad (2,3)$$

На рис. 13 приведена кривая упругости насыщенного пара над водой и льдом при атмосферном давлении. Пунктиром показана кривая равновесия пара и переохлажденной воды.

Эффективность процесса сгущения водяного пара зависит от строения и свойств ядер, в особенности их поверхностей. В этом отношении особенно существенным фактором для конденсации являются тигроскопические свойства ядра, а для сублимации — сходность структуры ядра со структурой льда.

Рассматривая с молекулярной точки зрения процесс сцепления молекул водяного пара с поверхностью ядер конденсации, следует предположить, что он обуславливается наличием электрического поля у этой поверхности и дипольных моментов молекул пара.

Молекулы водяного пара, подброшенные в результате теплового движения к ядру, на нем и оседают. Поле притягивающей поверхности при этом экранируется первым слоем осевших молекул, вследствие чего область заполнения ими стремится перейти в один плотный мономолекулярный слой. Только в условиях, близких к насыщению воздуха водяным паром, второй слой может быть притянут первым слоем, сцепленным с поверхностью ядра, третий слой — вторым и т. д. с постепенно ослабевающей силой.

Поскольку в глубь нерастворимых ядер (если не принимать во внимание капилляров) молекулы водяного пара не проникают, то для таких ядер процесс конденсации в атмосфере этим и ограничивается. Процесс взаимодействия водяного пара с растворимыми ядрами более сложен. Для того чтобы растворение происходило, требуется, чтобы значение диэлектрической проницаемости растворителя было бы больше значения диэлек-

трической проницаемости растворимого вещества. При этом условии в растворимом ионном кристалле электростатическое притяжение ионов ослабляется и наступает разделение противоположно заряженных элементов кристалла — образование гидратированных ионов.

В качестве примера можно привести кристалл соли NaCl . Расщепление его решетки на свободные ионы произойдет, как

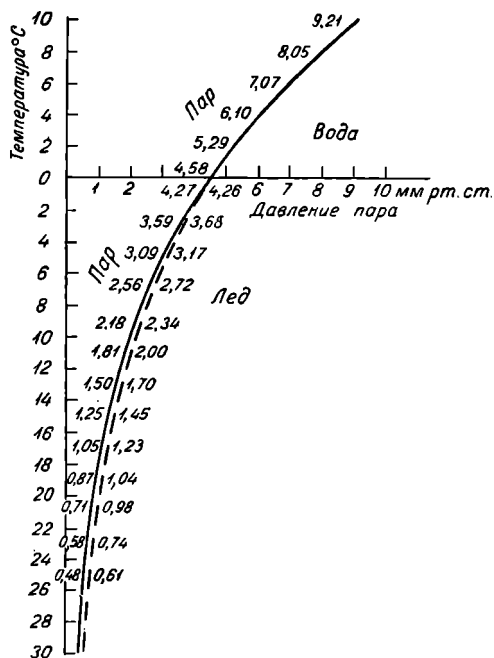


Рис. 13. Диаграмма упругости насыщенных паров над водой и над льдом при атмосферном давлении.

только водяной пар, характеризующийся относительно малым значением диэлектрической проницаемости, окажется сгущенным в слое осевших молекул H_2O настолько, что диэлектрические свойства их массы приблизятся к диэлектрическим свойствам воды.

Пользуясь основным законом электростатики и переходя от силы к энергии, которую надо затратить для разъединения частиц решетки NaCl, имеем

$$U = \frac{e_{\text{Na}} e_{\text{Cl}}}{\epsilon d}, \quad (2,4)$$

где e_{Na} и e_{Cl} — заряды ионов, d — расстояние между ионами, ϵ — диэлектрическая постоянная.

Тогда для ионов Na^+ и Cl^- , радиусы которых равны 0,98 и 1,81 Å соответственно, а заряды равны $4,8 \cdot 10^{-10}$ э.с.е., получим следующие зависимости:

при $\epsilon_{\text{пар}} = 1,007$	$U = 8,2 \cdot 10^{-12}$ эрг;
при $\epsilon_{\text{вода}} = 81$	$U = 0,1 \cdot 10^{-12}$ эрг;
при $\epsilon_{\text{NaCl}} = 5,6$	$U = 1,5 \cdot 10^{-12}$ эрг.

Из этого расчета следует, что для начала растворения кристалла NaCl, взвешенного во влажном воздухе, нет необходимости в полном уплотнении на нем слоя адсорбции молекул H_2O соответственно конденсированной пленке воды. Этим в известной мере и объясняется начало растворения, а тем самым и конденсации на таких ядрах при пониженной упругости водяного пара.

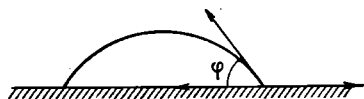


Рис. 14. Угол смачивания.

Растворение продолжается до тех пор, пока не будет уменьшен запас влаги в окружающей атмосфере до того количества, которое соответствует (при данной температуре) упругости водяного пара над водным раствором соли установившейся концентрации. В реальной атмосфере «сухие» кристаллы солей встречаются редко, поэтому ядрами конденсации служат капельки насыщенного или пересыщенного раствора солей. Конденсация же пара на таких ядрах представляет собой процесс дальнейшего роста капелек раствора с разбавлением последнего молекулами пара, привлекаемыми из воздуха.

В табл. 6 приведены сравнительные данные пересыщения, необходимого для начала конденсации влаги на не растворимых и растворимых в воде ядрах. Из данных таблицы видно, что не растворимые в воде ядра в зависимости от размера требуют для образования облаков и туманов в 10—40 раз большего пересыщения воздуха водяным паром по сравнению с растворимыми.

Как показал Л. Крастанов (1958), следует различать твердые ядра конденсации: вполне смачиваемые водой, не вполне смачиваемые водой и не смачиваемые водой. В качестве меры степени смачиваемости может быть использован «угол смачивания» ϕ (рис. 14), заключенный между поверхностью конденсированной фазы (воды) и подстилающей поверхностью (ядром).

При $\varphi = 0^\circ$, т. е. когда ядро вполне смачиваемо водой, или гигроскопично, работа, необходимая для образования на нем зародыша капли, определяется по выражению

$$A_k = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma - \frac{4}{3} \pi r_0^2 \sigma \left(3 - 2 \frac{r_0}{r_k} \right),$$

где σ — коэффициент поверхностного натяжения воды, r_0 — начальный радиус ядра конденсации, r_k — радиус зародыша капли, т. е. обводненного ядра.

Таблица 6

Пересыщение над растворимыми и нерастворимыми ядрами конденсации

Радиус ядра, см	Пересыщение, %		Соотношение требуемых пересыщений
	нерастворимые ядра	растворимые ¹ ядра (NaCl)	
$5 \cdot 10^{-7}$	27	2,9	9,3
10^{-6}	13	1,2	10,8
$5 \cdot 10^{-6}$	2,3	0,088	26,1
10^{-5}	1,2	0,031	38,7

Если сравнить эту формулу с формулой

$$A_k^\circ = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma,$$

выражающей работу, необходимую для образования равного по величине зародыша в гомогенном водяном паре, то легко установить, что всегда $A_k < A_k^\circ$. При $\varphi = 180^\circ$, т. е. когда ядро совсем не смачиваемо водой, для выражения работы образования зародыша получается зависимость

$$A_k^{**} = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma + \frac{4}{3} \pi r_0^2 \sigma \left(3 + 2 \frac{r_0}{r_k} \right).$$

В этом случае $A_k^* > A_k^\circ$. Это значит, что такие частицы не могут служить в качестве ядер конденсации.

Работа образования зародыша капли вокруг не вполне смачиваемого ядра равна

$$A_k^* = \frac{4}{3} \pi r_k^2 \sigma - \frac{4}{3} \pi r_0^2 \sigma \left(3 \cos \varphi - 2 \frac{r_0}{r_k} \right). \quad (2,5)$$

На рис. 15 графически представлено

$$\frac{A_k^*}{A_k^\circ} = f\left(\frac{r_0}{r_k}\right)$$

при значении $\varphi < 90^\circ$.

¹ Здесь под растворимыми ядрами подразумеваются капельки водного раствора с равновесной над ними упругостью пара.

Если известен угол смачивания для данного вещества, то для любого пересыщения

$$\ln \frac{P_k}{P_\infty} = \frac{2\sigma M}{\rho R T r_k}, \quad (2,6)$$

а величина ядер этого вещества, способных наиболее эффективно действовать в качестве зародышей капель, равна

$$r_0 = \frac{2\sigma M}{\rho R T} \frac{1}{\ln \frac{P_k}{P_\infty}} \cos \varphi.$$

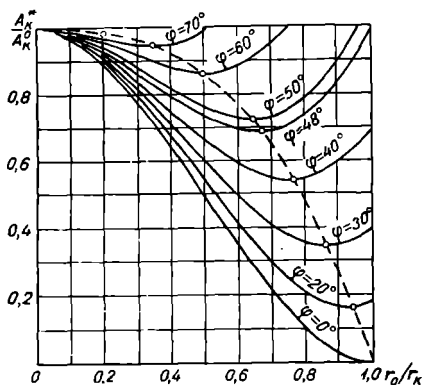


Рис. 15. Влияние угла смачивания на активность ядер.

При одних и тех же размерах вполне смачиваемых и не вполне смачиваемых ядер работы, необходимые для образования зародышей при одних и тех же пересыщениях, относятся как

$$\frac{A_k^{**}}{A_k} = \frac{1 - 3 \cos \varphi \left(\frac{r_0}{r_k} \right)^2 + 2 \left(\frac{r_0}{r_k} \right)^3}{1 - 3 \left(\frac{r_0}{r_k} \right)^2 + 2 \left(\frac{r_0}{r_k} \right)^3}. \quad (2,7)$$

Отсюда видно, что при одном и том же φ отношение $\frac{A_k^{**}}{A_k}$ убывает с уменьшением размеров ядер. Это значит, что при ядрах малых размеров решающим обстоятельством для наступления конденсации является величина ядра. Она играет большую роль, чем его смачиваемость.

Если для образования капелек воды взвешенные частицы нерастворимых веществ не являются активными центрами, то для образования кристалликов льда некоторые из них могут

служить подходящей основой. Этот вопрос, как имеющий особое значение для нашей работы, далее рассмотрен подробнее.

По современным представлениям различаются две одновременно сосуществующие структуры воды, процентное соотношение между которыми зависит от температуры. Вода льдоподобная (по аналогии со строением минерала тридимита эту структуру воды иногда называют тридимитоподобной) преимущественно существует при температуре ниже 4° и в переохлажденном состоянии, вода кварцеподобная — при температуре выше 4° . Эти формы строго не разделены. Вода остается гомогенной

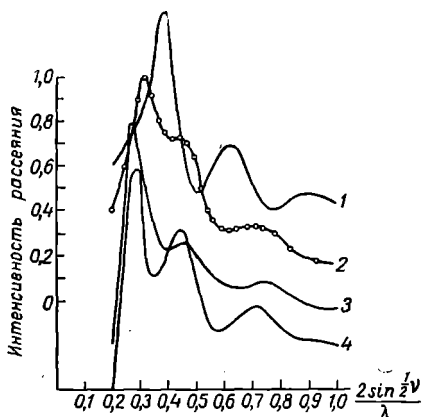


Рис. 16. Интенсивность рассеяния (по Берналу).

жидкостью при всех температурах. Однако средние взаимные расположения молекул в большей или меньшей степени соответствуют той или иной структуре. Структурные изменения воды при смене температур происходят связано с изменением характера движения молекул. Убедительным доводом в пользу реальности таких структурных особенностей воды являются ее рентгенограммы, объясненные Берналом.

На рис. 16 приведены кривые, построенные Берналом, выражающие интенсивность рассеянных рентгеновских лучей в зависимости от угла рассеяния. По оси абсцисс отложены значе-

ния функции $\frac{2 \sin \frac{1}{2} \vartheta}{\lambda}$, где λ — длина волны рентгеновского потока, ϑ — угол рассеяния.

С целью использования данных рентгенографии Бернал и Фоулер задались несколькими схемами расположения молекул и вычислили для каждой из них ту кривую, которая должна была

бы наблюдаться при соответствующем расположении рассеивающих агентов.

Вычисление велось по формуле, предложенной Дебаем и Мекке,

$$I(\vartheta) = \int_0^{\infty} 4\pi L^2 [g(L) - \rho] \frac{\sin SL}{SL} dL;$$

здесь I — интенсивность рассеянных рентгеновских лучей, L — расстояние от центра молекулы, $S = \frac{4\pi}{\lambda} \sin \frac{\vartheta}{2}$.

Вид кривой полностью зависит от функции распределения

$$2L [g(L) - \rho],$$

выражающей собой вероятность нахождения центра любой молекулы между расстояниями L и $L + dL$ от центра данной молекулы.

Верхняя кривая I соответствует плотно уложенным слоям молекул, где каждая из них окружена двенадцатью смежными молекулами воды (для воды редкий случай упаковки, возможный лишь при температуре выше 100°). Кривая 3 соответствует тетраэдрической структуре, где каждая молекула окружена четырьмя соседними, соприкасающимися с ней. Кривая 1 не имеет ничего общего с экспериментальной кривой 2 , характеризующей рентгенограмму воды. Напротив, кривая 3 чрезвычайно похожа на экспериментальную.

Существенным здесь также является отличие расположения молекул в жидкой воде от расположения их в твердой фазе, имея в виду, что упаковка молекул во льду является менее плотной, чем в жидкой фазе (удельный объем льда примерно на 10% превышает удельный объем воды).

Решение этого вопроса облегчается благодаря кристаллографической аналогии с веществами, подобными воде и льду, например кварцем и тридимитом. И тот и другой кристалл состоит из молекул кремнезема (SiO_2). Здесь имеются элементарные тетраэдры из четырех молекул, окружающих пятую. Удельный объем тридимита превышает удельный объем кварца примерно на 10% , поэтому оказывается возможным уподобить строение воды в жидкой фазе строению кварца, а строение льда — строению тридимита. Задавшись структурой тридимита, Бернал и Фоулер нашли для нее функцию распределения. По этой функции распределения они вычислили кривую интенсивности тридимита, аналогичную кривой, полученной при непосредственном рентгенографическом исследовании льда. Это подтвердило сходство в строении льда и тридимита.

Возвращаясь к рассматриваемой рентгенограмме, необходимо отметить еще одну важную ее особенность. На кривой 4 (рис. 16) видны резко очерченные вторичные максимумы. Эти

максимумы обнаруживаются также и на кривой 2, полученной непосредственно из эксперимента для воды, но значительно слабее выражены. Из наблюдений известно, что они характерны лишь для воды с низкой температурой; при повышении температуры они совсем исчезают. Отсюда вытекает весьма важное следствие: кристаллическая решетка воды непрерывно деформируется при изменении температуры, постепенно приближаясь к решетке льда при низких температурах.

С подобной точки зрения становится совершенно понятным существование температуры наибольшей плотности у пресной воды. При понижении температуры шло бы непрерывное уменьшение удельного объема воды, если бы не менялась форма кристаллической решетки. А это изменение начинает особенно резко сказываться при опускании температуры ниже 4° , когда вода быстро приближается по своему строению ко льду, обладающему большим удельным объемом (начинают вырастать на кривой интенсивности дополнительные максимумы, характерные для решетки льда — тридимита).

При температурах выше 4° вода имеет неоднородную структуру, когда в массу неориентированных молекул H_2O , беспорядочно перемещающихся относительно друг друга, включены группы взаимно ориентированных молекул; эти микрообъемы имеют подобие кристаллического строения благодаря установившимся водородным связям между молекулами H_2O . Вследствие этого воду иногда называют псевдокристаллической жидкостью. Ориентированные микрообъемы не являются стабильными. В них непрерывно протекают процессы разрушения зачатков кристаллической решетки и обратного перехода неориентированных молекул в группы с кристаллической структурой. При отрицательных температурах вода в значительной мере состоит из молекул H_2O , связанных в комплексы кристаллического строения, приближающиеся по мере понижения температуры к структуре льда.

Такое строение воды подтверждается новейшими опытами по влиянию давления на распространение звука в воде. Эти опыты показали, что из двух форм упаковки молекул воды открытый тип (тип льда) сохраняется и при 0° , причем в этом состоянии находится около 30% молекул (Litovitz, Carneval, 1955).

Вода в атмосфере содержит некоторое количество примесей. В связи с этим ее физические и химические свойства в зависимости от концентрации примесей больше или меньше отличаются от свойств химически чистой, так называемой дистиллированной, воды. Молекулы воды в растворах солей окружают и разобщают ионы, ориентируясь при этом относительно последних своими противоположными по знаку заряда частями. Это не проходит бесследно и для структуры самой воды. Центрами ориентации молекул H_2O становятся ионы, поэтому вода, представляющая собой раствор соли, не имеет характерной для нее кварцепо-

добной или тем более льдоподобной кристаллической структуры. Такой процесс для ряда свойств воды равнозначен процессам, происходящим при повышении ее температуры. По мере конденсационного роста капелек воды, т. е. по мере разбавления раствора, концентрация примесей в них уменьшается, часть молекул H_2O при этом становится свободной от непосредственной связи с ионами, вследствие чего возникает их самостоятельное взаимодействие, приводящее к условиям, благоприятным для установления структуры воды без примесей, т. е. для сцепления молекул H_2O между собой без участия иона. При дальнейшем росте капелек концентрация примесей в них может настолько уменьшиться, что свойства и структура воды в капельках приблизятся к свойствам и структуре чистой воды.

Облака и туманы нередко состоят из жидких капель воды и при температуре ниже 0° , т. е. при их охлаждении ниже температуры плавления льда. Такое явление связано с особенностями в процессах плавления и затвердевания веществ. Лед в обычных условиях перегреть нельзя. Разрушение его кристаллической решетки происходит одновременно с достижением температуры плавления. Переохладить же воду можно. Более того, температура затвердевания воды, в особенности отдельных капелек воды, может совпадать с температурой плавления льда только в присутствии льдинок или частиц некоторых твердых примесей, которые создают внутри воды микроповерхности раздела и резко уменьшают работу образования кристаллических зародышей.

Однако следует иметь в виду, что твердые примеси в воде в зависимости от своей природы могут действовать на процесс переохладения воды в двух противоположных направлениях. Растворимые примеси способны увеличивать возможность переохладения воды до определенных пределов, а нерастворимые примеси, в особенности льдоподобные, уменьшают возможность переохладения. При больших переохладениях возможна спонтанная кристаллизация чистой, не имеющей примесей, воды, т. е. без зародышей, внесенных извне. При этом кристаллизация начинается в определенных центрах, являющихся зародышами новой фазы, начало которых лежит в самой жидкости.

Таким образом, следует различать два вида переохладения воды: переохладение, необходимое для того, чтобы внутри нее рос готовый кристалл, и переохладение, необходимое для зарождения центров кристаллизации.

При обсуждении вопроса о зарождении таких центров следует иметь в виду, что когда жидкость переохладена, она в некоторой мере подготовлена к переходу в твердое состояние. В ней находится значительное число скоплений (микрообъемов) с ориентированным расположением молекул, приближающимся к расположению молекул в кристаллической решетке льда. Однако эти скопления находятся в неустойчивом состоянии. Для их проявления в качестве центров кристаллизации, в частности

для самопроизвольного расположения молекул в полном соответствии с их положением в решетке кристалла, требуется значительное переохлаждение.

Кюстер показал, что чем больше переохлаждение жидкости, тем меньшие по размеру элементарные кристаллики могут явиться центрами замерзания. Такое уменьшение необходимого размера для зародышевого кристалла возможно только до определенного предела, когда кристаллик будет состоять уже из одной целой кристаллической ячейки льда.

Имея в виду все это, можно считать, что замерзание переохлажденных капель в облаках и туманах в основном обусловливается следующими факторами:

1) присутствием в облаках и туманах твердых частиц, которые могут служить ядрами кристаллизации. При этом капли воды имеют возможность замерзнуть вблизи температуры плавления или при сравнительно небольших переохлаждениях;

2) контактом капель при столкновении с льдинками или некоторыми другими твердыми частицами. При этом контакты с льдинками эффективны практически при любых отрицательных температурах. Контакты же с другими частицами эффективны лишь при более низких температурах и к тому же в зависимости от свойств и строения частиц;

3) процессами, сопровождающими эвтектическое отделение молекул воды от ионов растворенных веществ ядер конденсации и имеющими место при температуре ниже -20° ;

4) образованием центров кристаллизации непосредственно внутри самой капли путем самостоятельных структурных изменений воды.

Наблюдения за постепенным охлаждением капли воды (при температуре ниже 0°), имеющей в себе единичный кристаллик льда или какое-либо другое ядро кристаллизации, показывают, что этот кристаллик в ней быстро растет, приводя к замерзанию всей капли. При этом новые кристаллики в капле преимущественно не образуются.

Вследствие того что капельки облаков и туманов представляют собой водные растворы солей различной концентрации, на их замерзание отрицательно влияет ориентация молекул H_2O относительно ионов растворенной соли. С понижением температуры взаимовлияние молекул воды и ионов ослабевает, так как увеличивается энергия ориентационного взаимодействия между самими молекулами воды, в результате чего молекулы воды группируются самостоятельно, соответственно их расположению в кристаллической решетке льда.

Температура, при которой происходит отделение соли от воды в растворах солей, содержащихся в атмосфере, находится в пределах ниже -20° . Процесс отделения молекул воды от ионов соли способствует замерзанию воды, поэтому переохлажденные капельки туманов и облаков нередко замерзают при этих темпе-

ратурах. Температура замерзания воды, очищенной от механических примесей и растворенных солей, а также не имеющей в себе внесенных извне ледяных зародышей, может понижаться вплоть до -40° .

Механизм замерзания капелек такой воды может быть представлен следующим образом. В области отрицательных температур в капельках образуются микрообъемы воды с ориентированными молекулами H_2O , приобретающие льдообразное строение. Такие микрообъемы воды при значительных ее переохлаждениях могут служить зародышами кристаллов, вызывающими дальнейшее замерзание капель (табл. 7). Здесь дополнительное охлаждение обеспечивает им в полной мере структуру льда (соответствующую ориентацию и необходимые расстояния между центрами молекул H_2O) и снижает потребные критические размеры устойчивых частиц новой фазы. При малых переохлаждениях все это не обеспечивается и поэтому требуется внесение извне затравок ледяных или льдоподобных частиц.

Таблица 7

Среднее время образования ядер внутри капель воды различных размеров (по Мейсону)

Температура воздуха	Радиус капли, μ		
	1	5	10
-36	187 дней	32 час.	4,5 час.
-37	6,9 "	80 мин.	10 мин.
-38	11 час.	5 "	40 сек.
-39	42 мин.	20 сек.	2,5 "
-40	5 "	2 "	0,3 "
-41	30 сек.	0,2 "	0,03 "

Гиббс показал, что при образовании кристаллического зародыша внутри жидкости для сохранения равновесия между жидкостью и зародышем последний должен удовлетворять условию, чтобы его свободная энергия имела минимальное значение при данном объеме, т. е. кристаллический зародыш должен иметь определенную форму.

Работа образования зародыша равна

$$A = \frac{1}{3} \sum S_i \sigma_i, \quad (2,8)$$

где S_i — поверхность грани, σ_i — удельная поверхностная энергия этой грани; суммирование распространяется на все грани кристалла.

Относительно сферических частиц Гиббс показал, что такая частица фазы II ($P=P_{II}$) будет находиться в равновесии со

сплошной фазой I ($P=P_I$), когда радиус частицы $r=r_{кр}$. Критическая же его величина равна

$$r_{кр} = \frac{2\sigma}{P_{II} - P_I} \quad (2,9)$$

Равновесие это, однако, нестабильно, так как уже при небольшом отклонении r в меньшую сторону от $r_{кр}$ частица будет быстро уменьшаться в размере и в конечном счете исчезнет; наоборот, если r несколько увеличится по сравнению с $r_{кр}$, то частица будет быстро расти до тех пор, пока фаза I не исчезнет полностью. Эти рассуждения становятся неверными при приближении величины частицы к молекулярным размерам и при $P_{II} \gg P_I$.

Габер, используя уравнение Томсона (1,55) для рассмотрения процесса кристаллизации переохлажденной жидкости, показал, что

$$\frac{T_S - T_r}{T_S} = \frac{2\sigma M}{r L_{кр} \rho} \quad (2,10)$$

где T_S — температура плавления льда, T_r — температура плавления зародыша радиусом r , σ — поверхностная энергия зародыша, $L_{кр}$ — теплота кристаллизации, ρ — плотность твердой фазы, M — молекулярный вес.

Он ввел понятие «температура плавления следов», под которым подразумевается температура плавления минимального по размерам упорядоченного агрегата, определяющая температурную границу метастабильной области.

В выводы Гиббса и Габера необходимо, однако, внести поправки на местные флуктуации энергии. Благодаря этим флуктуациям образование зародышей облегчается и граница метастабильной области менее резко выражена. Это объясняется тем, что энтропия изолированной системы не является постоянной величиной, строго отвечающей максимально возможному ее значению, а испытывает некоторые, хотя и весьма малые флуктуации. В связи с этим параметры, определяющие макроскопическое состояние системы, например плотность, температура и т.д., в отдельных частях системы также не остаются постоянными, а флуктуируют около некоторых средних значений, отвечающих максимуму энтропии системы.

Таким образом, флуктуация параметров системы может привести к образованию зародышей новой фазы. Так, если в переохлажденной воде вследствие флуктуаций плотности образуются комплексы молекул H_2O достаточной величины для того, чтобы быть устойчивыми зародышами льда, то должна наступить спонтанная кристаллизация воды.

Вероятность образования объемных кристаллических зародышей за 1 сек. в 1 см^3 переохлажденной жидкости при температуре T равна

$$W = \exp \left[C \frac{U}{kT} - \frac{4\pi\sigma}{3kT} \left(\frac{2\sigma M}{N_p L \ln \frac{T_0}{T}} \right)^2 \right], \quad (2,11)$$

где T_0 — температура стабильного равновесия твердой и жидкой фазы, C — постоянная вещества, U — энергия активизации молекул, характеризующая их подвижность в жидкости, k — постоянная Больцмана, σ — поверхностная энергия на границе фаз, M — молекулярный вес, N — число Авогадро, L — энергия фазового перехода, ρ — плотность твердой фазы.

По опытным данным рассчитано, что $C=20,1$, $\sigma=5,6 \text{ эрг/см}^2$, $U=3050 \text{ кал/моль}$ (Качурин, 1951).

Из ряда исследований известно, что максимальная скорость кристаллизации имеет место при более высоких температурах, чем максимальная скорость образования зародышей.

Малые скорости кристаллизации при отрицательных температурах вблизи точки плавления связаны с медленным удалением теплоты кристаллизации из системы. Скорость достигает максимума тогда, когда температура переохлажденной жидкости становится равной

$$T = T_0 - \frac{q_0}{c_m}, \quad (2,12)$$

где T_0 — температура плавления, q_0 — теплота кристаллизации, c_m — средняя теплоемкость системы.

Кинетика кристаллизации некоторого объема переохлажденной жидкости для случая роста кристаллика, имеющего форму сфероида, из одного центра представляется так: в каждый данный момент объем твердой фазы будет равен $\frac{4}{3} \pi l^3$ (l — расстояние от центра до поверхности сфероида).

Считая линейную скорость кристаллизации, т. е. скорость изменения линейного размера закристаллизовавшейся частицы (монокристалла или поликристалла), постоянной в течение всего процесса, имеем при постоянной температуре $dl = c d\tau$ (τ — время кристаллизации, c — линейная скорость).

Тогда для шарообразной частицы объемом

$$V = \frac{4}{3} \pi c^3 \tau^3$$

объемная скорость роста v , или увеличение объема такой частицы в течение единицы времени, будет

$$v = 4\pi c^3 \tau^3. \quad (2,13)$$

Для случая кристаллизации из многих центров общий объем закристаллизовавшейся фазы равен сумме объемов отдельных кристаллов. Такое суммирование, однако, применимо только до тех пор, пока кристаллы в этом объеме переохлажденной жидкости растут свободно, не задерживая развитие других кристаллов. Норма — число критических зародышей, образовавшихся в единице объема воды за единицу времени — как функция ее переохлаждения может быть оценена по формуле Турнбулла и Фишера

$$J = \left(\frac{nkT}{h} \right) \exp \left(\frac{A + E_e}{kT} \right),$$

где J — норма образования ядер, n — количество молекул в единице объема воды в жидкой фазе, k — постоянная Больцмана, h — постоянная Планка, A — свободная энергия диффузии молекул жидкости (деятельность саморассеивания молекул), E_e — свободная энергия образования ядер,

$$E_e = \frac{\delta_s gr^2}{3},$$

где δ_s — свободная энергия поверхности (табл. 8), gr^2 — общая площадь поверхности критического зародыша (g — геометрический множитель).

Таблица 8

Свободная энергия пограничной поверхности вода — лед δ_s , эрг/см²
(по Фольмеру)

	Температура воздуха					
	0	—10	—20	—30	—40	—50
δ_s , определенное Крастановым при $L_L = 80$ кал/г	10,0	10,2	10,4	10,6	10,8	11,0
δ_s с поправкой, основанной на $L_L(T)$	10,0	9,6	9,1	8,5	7,7	6,8

Рассмотрение условий замерзания воды, исходя из возрастания в ней числа зародышей новой фазы, не может быть полностью удовлетворительным применительно к взвешенным каплям воды. Здесь правильнее определять благоприятные условия для образования в переохлажденных каплях хотя бы по одному, но достаточно крупному ледяному зародышу. С этой точки зрения появление большего количества ледяных зародышей размерами, меньшими, чем критический, может только затруднять замерзание капли, поскольку переход молекул из жидкой фазы в кристаллическую решетку зародыша осуществляется легче, чем из решетки других кристалликов льда. Значение критического

радиуса ледяного зародыша внутри капли как функции степени переохлаждения воды может быть оценено по следующей формуле:

$$r = \frac{2\sigma T_0}{\rho_d L_d (T_0 - T)},$$

где r — критический радиус кристаллического зародыша внутри капли, L_d — скрытая теплота плавления льда, T_0 — температура точки росы, T — температура воздуха, ρ_d — плотность льда.

Достижение критического размера определяется тем, что поверхностные молекулы в кристаллической решетке зародыша должны оказаться связанными энергией, большей, чем энергия средней термической вибрации при данной температуре воды. Следует отметить и принципиально иную точку зрения на этот вопрос.

Так, Дарш и Воуд придерживаются того мнения, что переход от структуры воды при ее переохлаждении к структуре льда приводит лишь к усилению изоморфизма. Они тем самым подтверждают соображение Лаферга, игнорирующего вообще идею образования гомогенных зародышевых частиц в переохлажденной воде при ее замерзании.

2. Образование и рост ледяных кристаллов

Лед — кристаллическое тело, имеющее следующие физические свойства. Плотность льда при 0° равна 0,917, т. е. при замерзании вода расширяется почти на 9%. Следует, однако, отличать объемную плотность целого ледяного образования вместе с вкраплениями в него воздуха от плотности самого вещества. Например, плотность изморози может быть на 10% меньше плотности воды, а плотность снега может приближаться к плотности воздуха. Теплоемкость льда уменьшается с понижением температуры от 0,5 при 0° до 0,4 кал/г $^\circ\text{C}$ при -40° . Теплопроводность льда практически не зависит от температуры и равна 1,5 ккал/м час $^\circ\text{C}$.

Теплота плавления льда приблизительно равна 80 кал/г. Ее величина соответствует $\frac{1}{8}$ теплоты полного разъединения молекул, т. е. теплоты испарения. Небольшая величина теплоты плавления объясняется тем, что при таянии льда межмолекулярные связи нарушаются частично, причем в каждой молекуле рвется одна связь из восьми (рис. 17).

На рис. 18 показана температурная зависимость скрытой теплоты плавления льда L . Величины от 0 до -50° являются экспериментальными (по Гоффу), а от -50 до -80° получены линейным экстраполированием.

Кристаллы льда, как и кристаллы других веществ, могут быть представлены разделенными на минимальные элементар-

ные части (единичные пространственные ячейки), каждая из которых сохраняет все характерные признаки — элементы симметрии данного кристалла (отношение ребер, величину углов между ними и т. д.). Дальнейшее раздробление такого элементарного кристаллика ведет к исчезновению характерных для льда геометрических и физических признаков. Кристалл можно

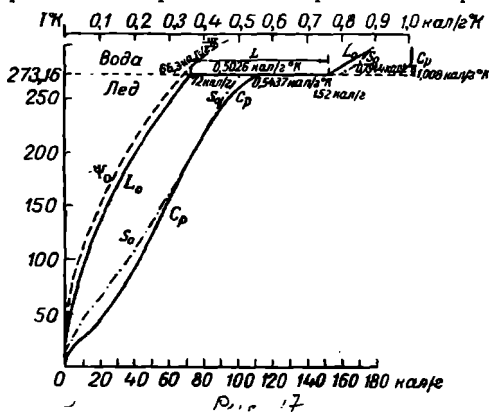


Рис. 17. Калорические свойства и тепловая энергия льда при давлении 1 атм.

c_0 — теплоемкость при постоянном давлении, кал/г °К; L — скрытая теплота плавления, кал/°С; ψ_0 — свободная внутренняя энергия; S_0 — энтропия, кал/г °К.

представить как бы разделенным рядами параллельных плоскостей на множество единичных ячеек.

Постоянная решетки кристалла равна

$$a = \sqrt{\frac{V_{\text{моль}}}{N_A}}, \quad (2.14)$$

где $V_{\text{моль}}$ — объем праммолекулы льда в см³, N_A — число молекул в праммолекуле.

Лед обладает такой структурой, при которой каждая молекула H_2O тетраэдрически окружена другими молекулами, так что области противоположных зарядов располагаются рядом. Положение молекул здесь аналогично положению ионов кремния в структуре тридимита. В то же время структуру льда можно представить как структуру типа вюрцита, в которой как места цинка, так и места серы заняты молекулами воды. Характер связей в структуре льда напоминает характер связей в алмазе.

Размеры единичной ячейки льда (см. рис. 12):

$$a = 4,52 \text{ \AA}; c = 7,34 \text{ \AA}; c : a = 1,624.$$

В решетке тридимита $c : a = 1,633$.

Число молекул на единичную ячейку льда определяется соотношением

$$n_e = \frac{\rho_d v}{m_H M}, \quad (2,15)$$

где ρ_d — плотность льда, при 0° равная 0,9168, а при -20° — 0,9196, v — объем единичной ячейки, равный $1,32 \cdot 10^{-22}$ см³, m_H — масса атома водорода, равная $1,65 \cdot 10^{-24}$, M — молекулярный вес, равный 18; тогда $n_e = 4$.

Такая структура льда была исследована и предложена Бреггом (1922) и Барнесом (1929). Позднее Бернал и Фоулер (1934) показали, что если принять во внимание расположение ионов водорода, то структура, предложенная Барнесом, должна быть заменена такой полярной структурой, в которой расположение кислородных атомов остается прежним, но элементарная ячейка принимается увеличенной (рис. 19) в три раза, т. е. состоящей из 12 молекул.

В такой структуре группа, состоящая из 4 молекул

($\frac{1}{3}$ ячейки), выделяется как

частица, сохраняющая элементы симметрии, характерные

для льда. Возможна и третья структура (неполярная) с еще большей элементарной ячейкой, включающей 96 молекул воды.

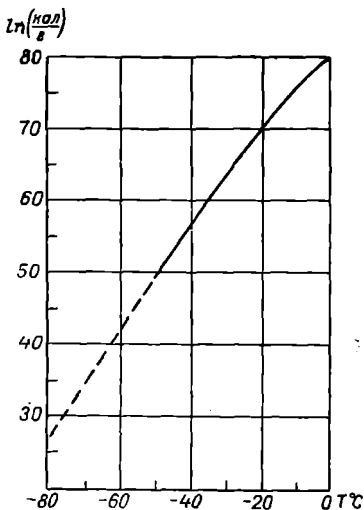


Рис. 18. Температурная зависимость скрытой теплоты плавления льда L .

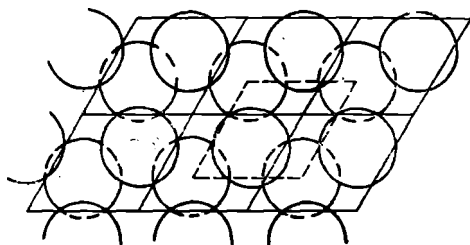


Рис. 19. Структура льда.

Кристаллографическая система льда гексагональная, вследствие чего его кристаллы обычно имеют форму шестиугольных

пластинок, звезд, шестигранных призм и т. д. Для того чтобы представить, как создается такая система, следует иметь в виду, что кристаллы включают в себя исходные структурные ячейки, состоящие из некоторого количества молекул данного вещества, а также нередко целые блоки таких элементарных ячеек.

Как показывают исследования с помощью рентгеновских лучей, характерное расположение структурных единиц придает кристаллам мозаичное строение, т. е. они состоят из ряда мозаичных блоков, наклоненных друг к другу под небольшими углами. Структура каждого такого блока может считаться идеальной.

Развитие мозаичной структуры является, по-видимому, неотъемлемой особенностью роста кристаллов. На рис. 20 показано, как тонкая мозаика ячеек тетраэдрического строения может образовать шестигранную пластинку, которая является исходной формой снежинок.

В процессе образования кристалла играют роль два рода сил. С одной стороны, разнообразие внешнего вида кристаллов в зависимости от условий их образования указывает на влияние поверхностных сил, зависящих от взаимодействия вещества кристалла с окружающей его средой; с другой стороны, как бы разнообразны ни были условия образования кристалла, в нем остаются неизменными направления его граней. Это показывает, что взаимное расположение граней, определяемое углами между ними, зависит исключительно от внутренних свойств вещества, от сил, действующих между его молекулами.

Замерзшие капельки воды внешне мало проявляют свои кристаллические свойства, состоя в большинстве случаев из опромного количества связанных между собой мельчайших кристалликов. Наоборот, льдинки, образующиеся непосредственно из водяного пара, имеют более четкие формы, вырастая в виде правильных скелетных кристаллов преимущественно двух форм, а именно в виде пластинок и столбиков.

Наряду с этим в атмосфере обнаруживаются и некоторые другие различные формы ледяных кристаллов и их агрегатов. Пластины, как правило, бывают шестигранными. Однако, вследствие того что длина граней пластины не всегда бывает одинаковой, они нередко принимают вид треугольников или четырехугольников. Основой звездочки также является пластинка, но здесь наблюдаются наросшие по ее углам ветвистые кристаллики.

Из наблюдений Вейкмана в 1951 г. известно, что отдельные пластинки или призмы образуются преимущественно при малых пересыщениях. При больших пересыщениях образуются стол-

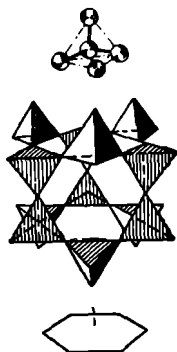


Рис. 20. Схема строения тридита (подобие строения льда).

бики, а также агрегаты призм. Вейкман показал, что хотя при одних и тех же температурах наблюдается большое разнообразие кристаллов, все же в конечном счете можно усмотреть повторение изменений основных типов.

Так, прозрачные отдельные пластинки обнаруживаются при понижении температуры до -4° , затем следует изменение в сторону коротких, двояных и даже полых двояных призм. При температурах порядка -9° вид кристаллов снова пластинчатый, однако с преобладанием двойных пластинок и пластинок с ребрами и внутренней структурой, имеющей рисунок звездчатых форм. Разросшиеся двухразмерные звездчатые формы появляются при температуре -13° . При -20° и ниже можно наблюдать трехразмерные агрегаты пластинок, а также столбики, вид которых с понижением температуры приближается к формам, характерным для условий значительных пересыщений, а именно к полым призмам и агрегатам полых призм.

Из этих наблюдений следует, что, во-первых, кристаллы растут тем правильнее, чем меньше пересыщение, и, во-вторых, что с понижением температуры уменьшается размер кристаллов и увеличивается иррегулярность их форм.

Взвешенные свободно растущие в воздухе льдинки вследствие существования сил кристаллической решетки не принимают и не сохраняют формы гладкого шара, а, наоборот, всегда принимают форму многогранников. Поверхность любого реального кристалла имеет сложный рельеф, поэтому аналогия между процессами на границах лед—влажный воздух и вода—влажный воздух допустима только ограниченно.

Кристаллы льда, как и все другие, обладают внутренней и поверхностной энергией (табл. 9).

Таблица 9

Величины свободной энергии δ_s , эрг/см², вычисленные на основании работы разделения кристаллов льда

	Температура воздуха					
	0	-10	-20	-30	-40	-50
Поверхностное натяжение воды δ_s дн/см	75	77	80	82	84	86
δ_s без поправки на кривизну	44	45	43	40	38	36
δ_s с поправкой на кривизну	21	19	16	14	12	10

Выведение молекулы H_2O изнутри на поверхность кристалла (например, при измельчении его) предполагает совершение определенной работы. Молекулы в поверхностном слое, притяжение которых направлено только вовнутрь кристалла, т. е. односторонне, обладают несколько большим запасом потенциальной

энергии. С этим и связано наличие свободной поверхностной энергии кристалла.

Внутренняя энергия кристалла пропорциональна его объему, и поэтому для кристаллов льда, имеющих одинаковые объемы, она однозначна. Поверхностная же энергия больше у того кристалла, у которого при равном объеме поверхность будет больше. В свою очередь различные грани ледяного кристалла имеют различную поверхностную энергию.

Весь кристаллический многогранник получает равновесную форму, когда

$$\Sigma S\sigma = \min, \quad (2,16)$$

т. е. когда сумма поверхностной энергии всех граней минимальна.

Следовательно, при свободном росте кристалла наибольшего развития достигают грани, имеющие минимальное поверхностное натяжение. Процесс развития формы ледяных частиц в атмосфере, т. е. характер сублимации водяного пара на кристалликах льда, обуславливается прежде всего двумя факторами: особенностями диффузии пара у ребер и граней кристалла, а также существованием в связи с этим миграции адсорбированных молекул по поверхности кристалла. Во время роста льдинки пересыщение вокруг нее постепенно уменьшается с переходом у поверхности в минимально необходимое для сублимации.

Таким образом, во влажном воздухе вблизи кристалла льда создаются поверхности равных концентраций водяного пара. Более удаленные из таких поверхностей постепенно округляются, поэтому изменение концентрации пара будет сильнее у выступающих наружу углов кристалла, чем у его граней.

Благодаря этому у углов диффузия водяного пара оказывается более интенсивной. В результате рост кристаллов идет быстрее около ребер и вершин, которые развиваются в виде отдельных ветвей, нередко имеющих еще и боковые ветви. Так льдинки в атмосфере могут приобрести весьма сложные звездобразные формы. К этому следует добавить, что скорость сублимации на кристалликах льда зависит не только от скорости поступления пара, но и от скорости отвода освобождающейся скрытой теплоты. Поэтому с течением времени в процессе сублимации устанавливается равновесие. При этом температура пограничной поверхности будет возрастать до тех пор, пока диффузия в направлении кристалла не уменьшится вследствие возрастания упругости пара до значения, соответствующего условию необходимого отвода тепла. Это также относится к объяснению того факта, что при росте кристалла льда преимущественно развиваются те поверхности, утолщения которых являются наименьшими. Связанное с этим образование дендритов и объясняется тем, что теплоотдача растущей тонкой иглы путем теплопровод-

ности должна быть меньше, чем более массивного ответвления, благодаря чему более тонкое ответвление растет быстрее.

Природа миграции молекул водяного пара по поверхности кристалла, также имеющая значение при формировании кристаллов в процессе их роста, состоит в том, что молекулы, поступающие из влажного воздуха на поверхность кристалла, вращаются в него не сразу после присоединения. Они сначала лишь адсорбируются, сохраняя при этом в пограничном слое некоторую подвижность. В результате может происходить перемещение молекул с поверхностей кристалла, у которых условия менее благоприятны для роста, на поверхности с более благоприятными условиями для роста.

Кроме приведенных отличительных признаков, характеризующих поверхностное явление, у кристаллов льда имеются свойства, общие со свойствами поверхности жидкой капли. Одним из таких свойств является зависимость упругости пара от величины капелек воды и кристалликов льда. Применительно к кристалликам эта зависимость может быть объяснена следующим образом. Работа отрыва частицы от середины грани больше, чем от ребра или вершины кристалла. В случаях с кристаллом льда сравнительно больших размеров роль молекул, находящихся на ребрах и вершинах, в общей энергетике его незначительна. Но чем кристаллик меньше, тем большее относительное число молекул H_2O приходится на различные углы и тем меньше будет средняя энергия, необходимая для отрыва молекул от кристалла, т. е. тем больше будет упругость пара над ним (рис. 21).

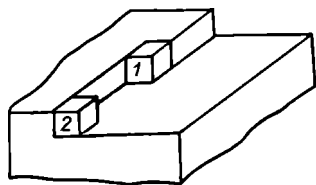


Рис. 21. Постепенное отделение молекул от кристалла (по Стронскому).

Упругость водяного пара над льдом может быть оценена следующим образом:

$$P = C e^{\frac{E_0}{kT}},$$

где E_0 — энергия отдельной молекулы, C — постоянная.

Для количественных расчетов этой формулой пользоваться нельзя из-за неопределенности постоянного члена C . Однако, имея в виду ранее приведенные соображения о различиях в энергии отрыва молекул с граней и ребер кристаллов льда, можно сделать некоторые качественные выводы о различии величин упругости пара над кристаллами льда разных форм и размеров.

Благодаря тому что упругость пара у поверхности меньших кристалликов при прочих равных условиях больше, чем у поверхности крупных, последние путем перегонки влаги имеют воз-

возможность расти за счет более мелких. Это хорошо демонстрируется на рис. 22 «двориками», образовавшимися вокруг крупных кристаллов, расположенных среди мелких кристаллов. Дворик представляет собой пространство, где произошло испарение мелких кристаллов в присутствии крупного.

Как мы уже говорили, вследствие наличия особенностей в физике явлений на границах вода—воздух и лед—воздух упругость водяного пара над водой и над льдом при одной и той же температуре неодинакова.

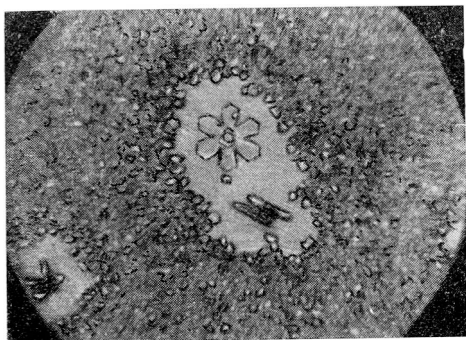


Рис. 22. «Дворики», образовавшиеся в результате перегонки влаги с мелких кристаллов на крупные ($t = -3^\circ$).

В табл. 10 приведены значения упругости насыщенного водяного пара над водой и над льдом, отношения и разности этих значений.

Благодаря разнице в насыщении водяного пара над водой и над льдом средняя плотность водяного пара в облаке смешанного строения определяется следующим соотношением:

$$c_2 \leq c_s \leq c_1,$$

где c_s — средняя плотность, c_1 — плотность, соответствующая насыщению над водой, c_2 — плотность, соответствующая насыщению над льдом.

Из этого следует, что при появлении среди переохлажденных капель льдинок воздух будет в известной мере «высушиваться» за счет привлечения влаги на льдинки, стремясь приблизиться к насыщению над льдом. Капли при этом оказываются в ненасыщенной атмосфере и вследствие этого испаряются.

Время испарения капельки, находящейся в окружении льдинок (и более крупных капель), можно оценить с помощью формулы (Финдайзен, 1939)

$$t = \frac{0,258r^2}{D\Delta q}, \quad (2,17)$$

где r —радиус капли в см, D —коэффициент диффузии в см²/сек., Δq —удельная влажность в г/г.

Таблица 10

Упругость насыщенного водяного пара над водой и над льдом

$t^\circ \text{C}$	P_v мб	P_l мб	$\frac{P_v}{P_l}$	$P_v - P_l$ мб
—0	6,11	6,11	1	0
—1	5,27	5,17	1,02	0,10
—2	5,269	5,171	1,02	0,098
—4	4,538	4,369	1,04	0,169
—5	4,19	3,99	1,05	0,20
—6	3,904	3,684	1,06	0,22
—8	3,24	3,10	1,08	0,24
—10	2,86	2,60	1,10	0,261
—12	2,43	2,17	1,12	0,264
—15	1,89	1,64	1,16	0,25
—20	1,24	1,03	1,21	0,217
—30	0,495	0,372	1,33	1,123
—40	0,18	0,13	1,47	0,058
—50	0,065	0,040	1,62	0,025
—60	0,019	0,011	1,73	0,008

Изменение температуры капель за счет испарения (или конденсации) не учитывается.

С помощью этой формулы Финдайзенom получено время испарения капли, находящейся в окружении сферических ледяных частиц такого же размера:

$r_k \mu$. . .	1	3	10	30	100
τ сек. . . .	0,12	1,1	12	102	840

При рассмотрении вопроса о сгущении водяного пара на поверхности льда и воды обычно исходят из предположения, что на таких поверхностях концентрация пара равна насыщенной и что кинетика процесса определяется скоростью диффузии пара из внешнего пространства к конденсирующей поверхности (Шифрин, 1951).

Масса льда, нарастающего за единицу времени на ледяном ядре-шарике, оценивается следующим образом:

$$\Delta M_l = 4\pi D r_{ш} (c_k - c_l), \quad (2,18)$$

где $r_{ш}$ — радиус шарика, D — коэффициент диффузии, c_k — концентрация водяного пара в среде, c_l — насыщенная концентрация пара над льдом.

Для нешаровых частиц

$$\Delta M'_л = 4\pi D r_{ш} (c_k - c_l) \eta_{\phi},$$

где η_{ϕ} — коэффициент формы.

Рост льдинки сферической формы за время $d\tau$ соответствует

$$\Delta M_{л} d\tau = 4\pi D r_{ш} \Delta c d\tau,$$

или

$$\Delta M_{л} d\tau = 4\pi \rho_{л} r_{ш}^2 dr_{ш},$$

здесь $\rho_{л}$ — плотность льда, $\Delta c = c_k - c_l$.

Можно считать

$$r_{ш}(\tau) = \sqrt{\frac{D\Delta c}{\rho_{л}} + r_0^2}, \quad (2,19)$$

где r_0 — начальный размер частицы.

Если принять $D = 0,2 \text{ см}^2/\text{сек.}$, $\Delta c = 0,184 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^3$, $r_0 = 10^{-6} \text{ см}$, то кинетика кристаллизации переохлажденного облака может характеризоваться данными, представленными в табл. 11 (c_k — насыщение водяного пара над водой).

Таблица 11

Рост ледяных частиц во времени

Время, сек.	Изменение радиуса ледяной частицы, μ	Изменение радиуса капли, μ
1	2,86	10
2	3,80	9,91
3	4,52	9,81
4	5,10	9,69
5	5,60	9,56
10	7,19	8,54
15	8,59	7,48
20	9,94	6,04
25	10,42	3,70
27,3	10,625	0

Отклонение формы ледяных частиц от сферической сказывается на их росте. Например, частица в виде палочки, имеющая более развитую поверхность, должна сублимировать водяной пар значительно быстрее за счет того, что она «высушивает» больший объем пространства. Частица длиной, в 5 раз превышающей ширину, нарастит на себе в единицу времени примерно на 25% больше льда, чем шарик такого же объема.

Отклонение от сферической формы может увеличиваться со временем. Так, частица вытянутой формы может расти в длину в 25 раз быстрее, чем в ширину.

Упрощенный расчет сублимационного роста ледяных кристаллов, в котором приближенно может быть учтена форма льдинок, выполнен Хаутоном по формуле

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi D C f (c_a - c), \quad (2,20)$$

здесь f — ветровой множитель, $(c_a - c)$ — разность плотности водяного пара в окружающем пространстве и у поверхности.

Учитывая формулу Хаутона, Мейсон предложил новую формулу роста массы кристалла с учетом скрытой теплоты сублимации

$$\frac{dm}{dt} = \frac{4\pi C \sigma}{\frac{L^2 M}{K R T^2} + \frac{R T}{D M P_e(T)}}, \quad (2,21)$$

где C — электростатическая емкость, σ — пересыщение в окружающем воздухе над льдом, T — температура воздуха, L — теплота сублимации, M — молекулярный вес воды, K — теплопроводность воздуха, R — газовая постоянная, D — коэффициент диффузии водяного пара в воздух, P_e — упругость насыщенного пара над льдом.

Для сферы (льдинка — замерзшая капля) $C = r$, для диска (пластинка, пластинчатая звезда) $C = \frac{2r}{\pi}$, для эллипсоида с эксцентриситетом e и большой осью l

$$C = el \left(\ln \frac{1+e}{1-e} \right).$$

К. С. Шифрин рассчитывает коагуляционный рост ледяных кристаллов с переохлажденными каплями по формуле

$$\frac{da}{dt} = \frac{1}{4} \frac{E W u}{\rho_r} \left(1 + \frac{r}{a} \right)^2, \quad (2,22)$$

где a — радиус ледяной частицы, E — коэффициент обтекания (по Лантмюру), W — водность облака, r — радиус облачных капель, ρ_r — плотность льда, u — скорость падения частицы, вычисляемая по формуле $u = \beta a^2$ ($\beta = 1,2 \cdot 10^{-6}$).

Рассматривая процесс сублимационного укрупнения ледяных ядер в капельножидком переохлажденном облаке или тумане, следует иметь в виду одновременность процессов роста ледяных кристаллов, испарения капель воды и изменения концентрации или упругости водяного пара, поскольку они связаны между собой законом сохранения вещества.

К. С. Шифрин, решая уравнение неразрывности, использовал для исследования образования осадков из смешанного облака теорию «перекачки», применимую к бесконечно разбавленному раствору. В этом случае конденсация на ледяных ядрах может продолжаться достаточно долго, для того чтобы ядра доросли до выпадающих размеров, которые зависят от скорости вертикального потока. Для исследования же кристаллизации переохлажденного облака он применил теорию перекачки при конечной концентрации, считая, что, после того как все переохлажденные капли, а также начальный излишек водяного пара сконденсируются на льдинках, их рост прекратится. Рассмотренное в связи с этим время кристаллизации τ , т. е. время превращения водного облака в ледяное, выражается следующим образом:

$$\tau = \tau_{\infty} \left\{ 1 + \left(\frac{\rho_{\text{л}}}{\rho_{\text{в}}} \right)^{\frac{1}{3}} \left[\frac{1}{\nu} \left(1 + \frac{\Delta c}{m_1} \right) \right]^{\frac{2}{3}} \right\}, \quad (2,23)$$

где $\tau_{\infty} = \frac{\rho_{\text{в}} r_{\text{к}}^2(0)}{2D \Delta c}$ — время кристаллизации облака при $\nu = \frac{n_{\text{л}}}{n_{\text{в}}} = \infty$, или время испарения капель воды, находящихся в пространстве с постоянным дефицитом в концентрации водяного пара, и $n_{\text{л}}$ и $n_{\text{в}}$ — соответствующие количества ледяных частиц и капелек воды в облаке.

В табл. 12 приведено время превращения водного переохлажденного облака в ледяное τ в секундах, конечные размеры ледяных частиц $r_{\text{л}}$ в μ , рассчитанные для температуры -20° и начального радиуса капель $r_0 = 10 \mu$, а также различные соотношения концентрации капель и льдинок $\frac{n_{\text{л}}}{n_{\text{в}}}$ в пределах от 1 до 10^{-3} .

Т а б л и ц а 12
Время перегонки влаги с капель на льдинки
и конечный размер льдинок

$\frac{n_{\text{л}}}{n_{\text{в}}}$	τ сек.	$r_{\text{л}}$ μ
1	27,3	10,6
0,2	53,8	18,1
10^{-1}	77,2	22,8
10^{-2}	309	49,1
10^{-3}	1390	105

При расчетах нагрев частиц в процессах сублимации не принимался во внимание. В действительности же при перегонке будет происходить нагревание ледяных частиц и охлаждение ка-

пель. По оценке К. С. Шифрина ошибка, связанная с недоучетом этих явлений, составляет при расчете времени перегонки 15—20%.

3. Взаимодействие переохлажденных капель с льдинками

На основе изложенного выше была поставлена задача опытным путем оценить взаимовлияние расположенных на близком расстоянии переохлажденных капель и льдинок (снежинок) и установить, замерзают ли переохлажденные капли при слиянии друг с другом. Установка для наблюдений состояла из микроскопа с фотоаппаратом и специально оборудованного столика от бинокулярной лупы. На этом столике было смонтировано устройство из четырех тонких стерженьков, прикрепленных к подвижным пластинам небольшой диафрагмы. Диафрагма была расположена в плоскости, перпендикулярной оси микроскопа, с таким расчетом, чтобы середина отверстия диафрагмы находилась в поле зрения микроскопа. Капли и льдинки помещались на кончиках стержней и в процессе опытов обближались в направлении к центру диафрагмы. В центре отверстия диафрагмы был установлен пятый неподвижный стерженек, закрепленный на миниатюрном кронштейне, отведенном от каркаса диафрагмы.

Размер исследуемых капель лежал преимущественно в пределах от одной десятой миллиметра до одного миллиметра. В естественных облаках основная масса капель бывает более мелкой по сравнению с исследуемыми в данном случае, что следует иметь в виду. Особенностью описываемых опытов является также и то, что капли при наблюдениях за ними помещались на металлических стерженьках, что в известной мере могло отразиться на процессе их замерзания. Однако это только увеличивало вероятность замерзания капель и поэтому не влияло на существо выводов.

Опыты производились в открытом помещении передвижной метеорологической станции. Переохлаждение капель достигалось путем естественного их охлаждения в морозном воздухе. На переохлаждение давалась выдержка не менее 5 мин. Это время считалось достаточным, чтобы капли приняли температуру окружающего воздуха. В целях предосторожности подсветка в микрофотоустановке осуществлялась отраженным светом. Все это упростило опыты, позволив не измерять температуру самой капли, а принимать ее с известной степенью точности равной температуре воздуха.

Приняли ли за это время капли температуру воздуха во всем своем объеме, мы определяли следующим образом. Скорость регулярного охлаждения капли

$$\omega = \frac{\pi}{c_{\text{vol}}} \frac{s}{v}, \quad (2,24)$$

где κ — коэффициент теплопроводности воды, равный $1,2 \cdot 10^{-3}$ кал/см сек. °C, c_{vol} — объемная теплоемкость воды при постоянном давлении, s — поверхность капли, v — объем капли, причем

$$c_{vol} = c_p \rho_v = 1,$$

где в свою очередь c_p — удельная теплоемкость воды при постоянном давлении, ρ_v — плотность воды.

Далее для капли

$$\frac{s}{v} = \frac{3}{r_k},$$

где r_k — радиус капли.

Тогда время распространения охлаждения капли на 1° от поверхности ее к центру равно

$$\Delta\tau_0 = \frac{1}{3\kappa} r_k,$$

а полное время ее охлаждения

$$\Delta\tau = \frac{r_k \Delta t}{3\kappa}, \quad (2,25)$$

где Δt — разность между температурой капли и воздуха.

В табл. 13 даны значения времени охлаждения $\Delta\tau$ для капель различных размеров и температур воздуха, рассчитанные без учета влияния испарения капель.

Таблица 13

Время охлаждения капель, мин. сек.

Радиус капли, см	Температура воздуха							
	—1	—2	—3	—4	—5	—6	—7	—8
0,1	0 28	0 57	1 23	1 51	2 19	2 46	3 14	3 42
0,05	0 14	0 28	0 42	0 56	1 10	1 23	1 37	1 51
0,01	0 03	0 05	0 08	0 11	0 14	0 17	0 19	0 22

Радиус капли, см	Температура воздуха							
	—9	—10	—11	—12	—13	—14	—15	
0,1	4 10	4 30	5 06	5 33	6 01	6 30	6 57	
0,05	2 05	2 19	2 33	3 07	3 01	3 15	3 20	
0,01	0 25	0 28	0 31	0 33	0 36	0 30	0 42	

За это время каждая из капель в ненасыщенном воздухе несколько испарялась, что понижало их температуру.

Таким образом, время, затрачиваемое на выдержку для соответствующего переохлаждения капли, считалось достаточным.

Опыты по изучению взаимовлияния переохлажденных капель и льдинок (снежинок), находящихся на близком расстоянии друг от друга, представляли собой наблюдения за изменением их размеров и формы в результате перекоонденсации влаги с капелек на льдинки, обусловленной разностью упругости водяного пара над водой и над льдом.

Эти опыты производились при следующих различных условиях:

а) начальном фиксированном положении капли и льдинки (снежинки) с большим зазором между ними, естественно уменьшающимся по мере роста ответвлений кристалла;

б) постоянном увеличении расстояния между каплей и льдинкой по мере роста ответвлений кристалла с примерным сохранением постоянства размера зазора между каплей и отростком — ответвлением кристалла.

При этом для опытов брались свежеснеженные снежинки, частицы лежалого снега и льдинки, представляющие собой замерзшие капельки.

Во всех опытах картина взаимодействия капли и льдинки была в общем однообразной, а именно при сближении их на расстояние порядка десятых долей миллиметра на льдинке (снежинке) образовывалось ответвление в сторону капли. Происходящее при отсутствии насыщения воздуха водяным паром некоторое уменьшение объема как капли, так и льдинки в общем не меняло картины, и ответвления льдинки в сторону капли росли.

В зависимости от состояния снежинки (свежая, лежалая, плотная, рыхлая и др.) менялась скорость появления ответвления. Наибольшая скорость возникновения отростков наблюдалась у свежеснеженных снежинок. Дальнейшая скорость роста образовавшегося ответвления зависела не от первоначального состояния ее, а от расстояния между каплей и льдинкой и влажности воздуха. При этом чем меньше было такое расстояние, тем больше был темп удлинения отростков. Для расстояний между каплей и снежинкой порядка десяти микрон ответвление дорастало до капли практически мгновенно. Ответвления льдинок имели, как правило, вначале вид пучка иголок, а при дальнейшем росте — вид одной игопочки.

При первом условии наблюдений, т. е. в случаях фиксированной установки капли и льдинки, появившийся отросток льдинки довольно быстро достигал капли. Прикосновение отростка льдинки к капле немедленно приводило к замерзанию последней. В опытах, когда льдинка (снежинка) помещалась среди нескольких капель (рис. 23), кристалл рос сначала в направлении

наиболее близко расположенной капли. Достигнув ее своим отростком, кристалл замораживал ее, после чего возникал и начинал расти новый отросток в сторону следующей более близкой капли, также сmerzаясь с ней, и т. д. На рис. 23, 6 видно, что одна из капель, замерзнув самостоятельно, уже не взаимодействовала ни с льдинкой, ни с каплями, поскольку она нахо-

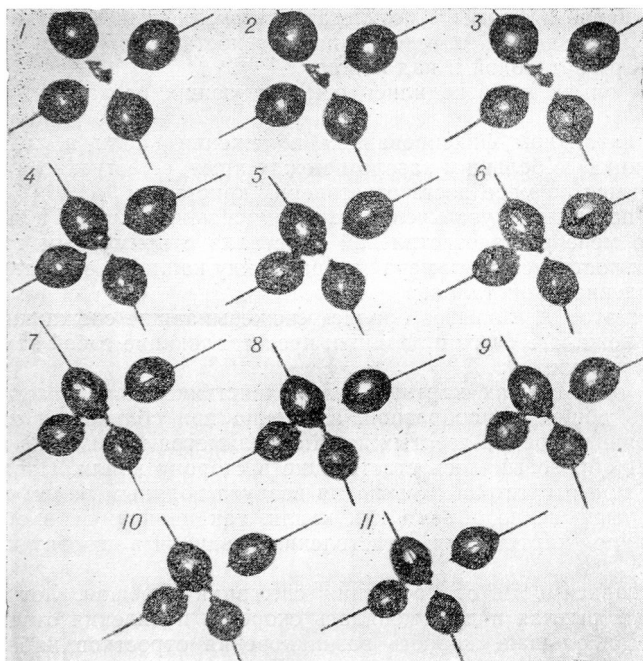


Рис. 23. Перегонка влаги с жидких капель воды на кристаллы льда.

дилась на большем расстоянии от них, чем начальная льдинка. При этом замерзание происходило двояким путем: или капля по соединяющему отростку переливалась на льдинку (в большинстве случаев), образуя одну укрупненную ледяную частицу в виде градины (рис. 24), или капля не переливалась на льдинку (это происходило реже), а замерзала, соединившись с льдинкой отростком, образуя с первоначальной льдинкой частицу вида гантели (рис. 25).

Первая форма объединения имела место при снежинках и при льдинках — замороженных каплях. Вторая форма объединения имела место только при льдинках — замороженных каплях.

Было замечено, что образование укрупненной льдинки в виде градины особенно эффективно в случаях, когда температура капли несколько выше температуры льдинки. Образование же укрупненных льдинок в виде гантели происходило при более низких температурах капель и льдинок.

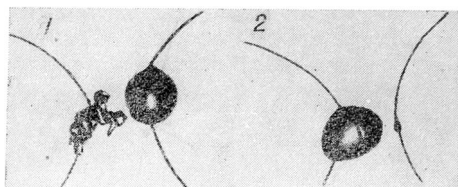


Рис. 24. Слияние капель со снежинкой.

После соединения растущего отростка льдинки (снежинки) с каплей последняя в том или ином виде замерзала, льдинка при отсутствии других капель вблизи, не имея источника «питания»,

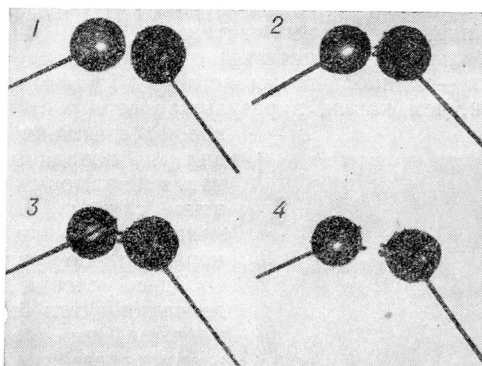


Рис. 25. Смерзание жидкой капли воды и замерзшей капли посредством ледяного ответвления, выросшего на замерзшей капле.

прекращала рост. При ненасыщенности воздуха водяным паром такой кристалл начинал к тому же быстро испаряться. В случае с льдинкой-гантелью испарялась в первую очередь середина соединительного отростка (рис. 26).

При взаимодействии находящихся на некотором расстоянии крупной развитой снежинки с более мелкой переохлажденной каплей наблюдался, как и в других случаях, рост ответвления,

которое быстро достигало капли. По этому отростку капля переливалась на снежинку, закрепляясь на ней в виде замерзшего шарика, сминая собой занятую часть снежинки (рис. 27).

Это дает основание предполагать, что в естественных условиях при падении таким образом объединяющихся частиц может

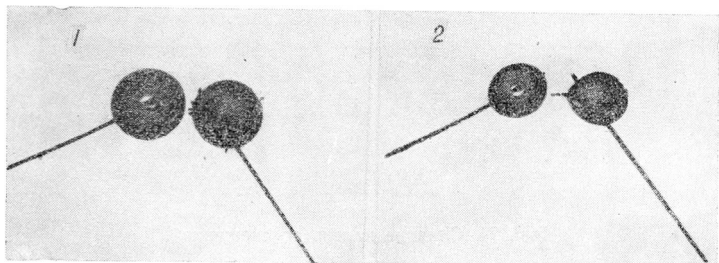


Рис. 26. Испарение соединительного ответвления на замерзшей капле.

происходить облом оставшихся свободными от облива кончиков снежинок, что в свою очередь может дать начало новым образованиям укрупненных ледяных частиц.

При небольших отрицательных температурах воздуха, а именно -1 и -2° , наблюдалось явление более быстрого испарения льдинки, чем капли, в результате чего рост новых ответвлений снежинки не происходил и находящаяся вблизи капля не замораживалась. Но в этих случаях в присутствии капля снежинки испарялись неравномерно (рис. 28).

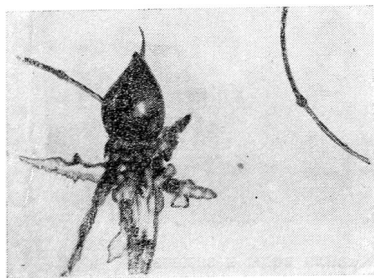


Рис. 27. Примерзание капельки воды к снежинке.

Здесь условия для переконденсации влаги были неблагоприятны, но все же капли взаимодействовали со снежинками, обеспечивая более длительное существование направленных к ним ветвей снежинок.

При втором условии наблюдений, т. е. в тех случаях, когда по мере роста ответвления льдинки капля отодвигалась и зазор между отростком и каплей примерно сохранялся постоянным в несколько микрон, отросток постепенно вытягивался в направлении капли в виде иголки. На рис. 29 показан такой отросток.

В этих опытах удавалось получать отростки размером радиуса капли. При дальнейшем увеличении расстояния между кап-

лей и льдинкой отросток разрушался. Разрушение начиналось не с края отростка, а примерно с середины, что обуславливалось увеличенной интенсивностью испарения его на этом наиболее

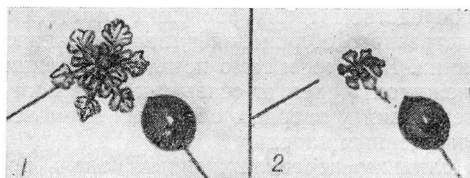


Рис. 28. Испарение снежинки вблизи жидкой капельки воды.

удаленном расстоянии от «питающей» капли и своей основы — льдинки. В результате кончик отростка отламывался.

Рассматривая это явление применительно к переохлажденному облаку, в которое каким-то путем попадают льдинки (сне-

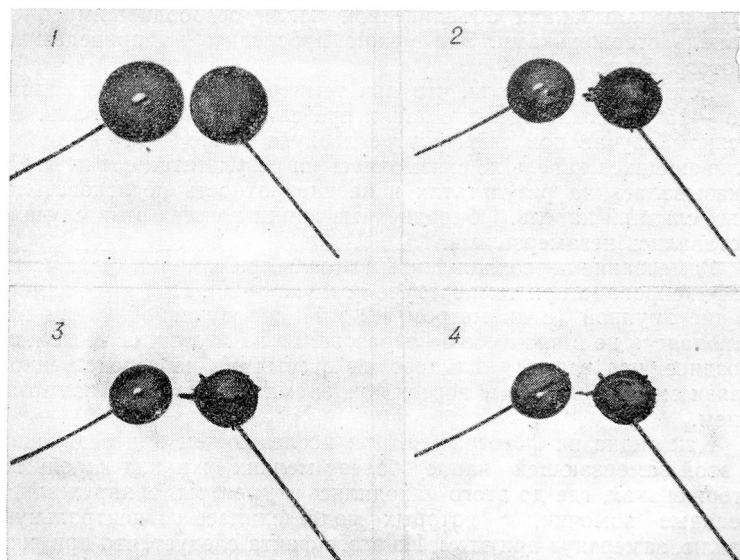


Рис. 29. Рост ответвления на замерзшей капле

жинки), допустимо предположить, что в нем таким образом может возникнуть масса мелких кристаллов, дающих начало новому образованию твердых облачных элементов.

Из этих опытов следует, что при нахождении переохлажденных капель вблизи льдинок (снежинок) на последних возникают дополнительные ответвления, очень быстро растущие в направлении капель. При этом появляется возможность замораживания капель посредством таких растущих ответвлений без полного непосредственного сближения капель и льдинок в начальном их состоянии. Видимо, и само понятие «объединение капель и льдинок (снежинок)» следует связывать с образованием таких активных ответвлений у твердых облачных элементов в присутствии переохлажденных капель.

Опыты по слиянию переохлажденных капель производились при различных температурах сериями в следующих вариантах: сближалась пара мелких капель, сближалась пара более крупных капель, сближались крупная и мелкая капли, сближалось последовательно одна за другой несколько капель с постепенным слиянием их в одну каплю.

Для проверки замерзли капли или нет, кроме прямых наблюдений, производилось фотографирование самих капель. Также фотографировали вытаскиваемые из капель стерженьки сразу после слияния капель в одну и при последующих преднамеренных прокалываниях объединенной капли освободившимися от капель стерженьками. Это можно проследить на приведенных фотографиях.

Эти опыты показали, что при температурах воздуха вплоть до -15° переохлажденные капли при слиянии не замерзали. Во всяком случае при температуре воздуха выше -15° величина сливающихся капель не сказывалась на результатах слияния. Не сказывалась на результатах и неоднократность последовательных слияний капель. Объединенные капли во всех этих случаях оставались незамерзшими.

Замерзание переохлажденных капель при слиянии было четко зафиксировано при температуре воздуха -20° . При этом замерзание крупной (с диаметром 1,2 мм) объединенной капли наблюдалось не в процессе ее образования из мелких, а несколько позднее, что также указывает на отсутствие непосредственной связи между слиянием переохлажденных капель и их замерзанием.

Как видно на фотографии, при последующем присоединении к этой замерзающей капле более мелких жидких капель на стерженьках, где до этого находились их центры, обнаружились ледяные комочки, с которых вода слилась на центральную каплю, замерзнув при этом. Из этого факта следует, что при низких температурах порядка -20° у поверхности твердого тела (в данном случае металлического стерженька) внутри переохлажденных капель образуются ледяные основания, дающие начало замерзанию их. Проведенные опыты позволяют сделать вывод, что процесс слияния переохлажденных капель не оказывает заметного влияния на их замерзание по крайней мере до -15° .

Глава III

НЕКОТОРЫЕ МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЛАКОВ И ТУМАНОВ

1. Данные об облаках

При охлаждении влажного воздуха постепенно достигается температура точки росы. Дальнейшее непрерывное охлаждение воздуха может привести к пересыщению водяного пара, в результате чего будет происходить конденсация с образованием облака. В атмосфере этот процесс преимущественно связан с расширением воздуха при его подъеме. Рассеиваются облака при нисходящих движениях или при перемешивании с ненасыщенным воздухом. Большинство облаков существует в виде систем или групп, которые сохраняются дольше, чем отдельные облака. В табл. 14 приведена классификация облаков по видам движения воздуха, приводящего к их образованию.

Таблица 14

Основные классы облаков

Вид движения воздуха	Типичная вертикальная скорость, см/сек.	Типичный вид облака
Слоистообразные облака		
1. Простые орографические движения	10 ²	Волновые облака
2. Неупорядоченное турбулентное перемешивание на большом пространстве	10	Низкие слоистые облака
Многослойные облака		
3. Упорядоченное восходящее движение большого масштаба	10	Многослойные облака
Кучево-дождевые облака		
4. Проникающая конвекция	10 ²	Небольшие кучевые облака
	10 ³	Мощные кучево-ливневые и грозовые облака

В настоящее время облака нередко различают по их вертикальному расположению относительно нулевой изотермы, а также по микроструктуре. Выделяют облака, расположенные ниже уровня нулевой изотермы, облака, внутри которых проходит нулевая изотерма, и облака, полностью расположенные выше нулевой изотермы. При этом имеется в виду, что при температуре ниже 0° облака могут состоять или из переохлажденных жидких капель, или кристаллов льда, или же из смеси тех и других.

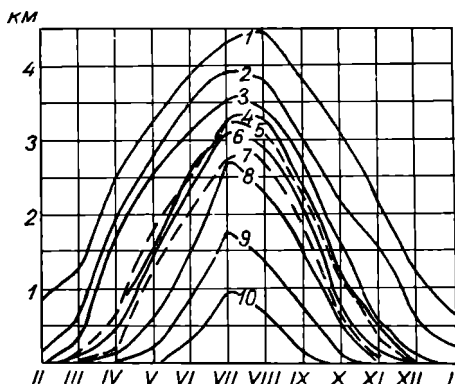


Рис. 30. Среднемесячная высота нулевой изотермы.

1 — Тбилиси, 2 — Ростов-на-Дону, 3 — Актюбинск, 4 — Павловск, 5 — Москва, 6 — Свердловск, 7 — Сыктывкар, 8 — Мурманск, 9 — Диксон, 10 — бухта Тихая.

График на рис. 30 иллюстрирует среднемесячные значения высот нулевой изотермы над некоторыми пунктами СССР. В табл. 15 приводится повторяемость нижней облачности 8—10 баллов с отрицательными температурами (по данным М. В. Завариной).

Приведем некоторые характеристики мощных кучевых облаков, по А. П. Чуваеву, выведенные из 57 случаев:

Повторяемость вертикальной мощности переохлажденных частей облаков

км	0,0 до 0,5	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0	2,0—2,5	2,5—3,0	3,0—3,5	3,5—4,0	
%	5	7	21	23	21	10	7	4	2

Повторяемость вертикальной мощности облаков

км	1,5—2,0	2,0—2,5	2,5—3,0	3,0—3,5	3,5—4,0	4,0—4,5	4,5—5,0
%	19	21	23	17	9	9	2

К основным микрофизическим характеристикам облаков относятся:

а) агрегатное состояние частиц. Различают облака капельно-жидкие (при положительных температурах и переохлажденные), смешанные (из переохлажденных капель и кристалликов льда) и состоящие только из льдинок;

Таблица 15

Повторяемость нижней облачности 8—10 баллов с отрицательными температурами в облаках, %

Станция	Весна	Лето	Осень	Зима
Бухта Тихая	40	54	63	50
Диксон	42	36	52	44
Мурманск	51	17	50	48
Нарьян-Мар	48	—	49	65
Архангельск	44	9	43	62
Сыктывкар	33	8	62	53
Ленинград	33	2	33	66
Вологда	38	—	43	64
Калининград	32	—	23	56
Свердловск	34	2	39	38
Казань	0	—	27	24
Москва	25	3	32	69
Смоленск	32	1	26	70
Минск	32	0	14	76
Куйбышев	17	0,5	22	42
Оренбург	11	—	16	23
Саратов	10	0	5	25
Борисполь	15	—	10	67
Полтава	21	—	23	66
Ростов-на-Дону	15	—	12	62
Одесса	11	—	12	46
Астрахань	16	—	11	48
Севастополь	16	—	7	38
Батуми	6	—	4	26
Тбилиси	6	—	3	24

б) водность — количество влаги, сконденсированной в единице объема облака;

в) размер частиц облаков. За размер жидких или замерзших капель обычно принимается их радиус или диаметр. Для кристалликов льда (снежинок) такого установившегося определения нет. Однако нередко за размер такой ледяной частицы облака или осадков принимают полусумму результатов двух перпендикулярных измерений поперечника кристаллика;

г) число частиц в единице объема облака;

д) форма твердых частиц облака или осадков.

Современная классификация ледяных частиц, наблюдаемых в облаках и осадках (а также и в туманах) при отрицательных температурах, включает в себя следующие виды: столбчатые, объемные и пластинчатые. К столбчатым относятся кристаллические ледяные образования, у которых высота в несколько раз превышает размеры основания. К объемным относятся более плотные и менее прозрачные кристаллические образования, имеющие явно выраженный объем с некоторой соизмеримостью сторон (рис. 31). К пластинчатым относятся кристаллические ледяные образования, у которых поперечные размеры основания значительно превышают высоту.

К пластинчатой форме относятся шестиугольные пластинки правильной, а иногда и несколько искаженной формы. Нередко на таких пластинках наблюдается рисунок в виде шести лучей,

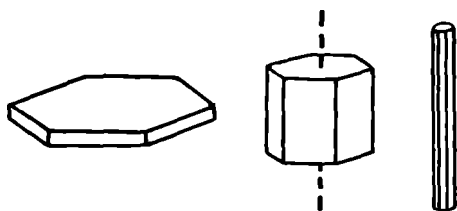


Рис. 31. Объемные формы ледяных частиц.

расходящихся из центра, где вырисовывается внутренний маленький шестиугольник. Пластинки искаженной формы шестиугольника обычно внутреннего рисунка не имеют. Второй разновидностью этой формы являются очень тонкие прозрачные пластинки обычно неправильной формы. Иногда они имеют вид искаженных треугольников или трапеций. Третьей разновидностью этой формы являются плоские обычно шестиугольные пластинки льда, имеющие значительную толщину, так называемые толстые пластинки. Они в большинстве случаев имеют более правильную форму и внутренний лучистый рисунок. Нередко в них наблюдаются пузырьки воздуха.

К столбчатой форме относятся шестигранные призмочки — простые столбики (вытянутые или короткие) различных размеров. Внутри таких частиц наблюдаются воздушные включения цилиндрического или конусообразного вида. Такую же структуру имеют и так называемые столбики-снарядики. Отличаются они от простых столбиков заостренностью одного из концов самого кристалла. К этой же форме относятся ледяные кристаллические образования в виде игл значительной длины по сравнению с толстыми пластинками. Они бывают всегда сплошными и нередко имеют ступенчато-заостряющееся развитие.

Приведенные разновидности льдинок столбчатой формы очень часто существуют в виде объединений из двух или нескольких кристалликов. Обычно объединяются столбики-снарядики, соединяющиеся конусом в одном центре. Ф. Я. Клинов (1957) высказал предположение, что эти комплексные формы ледяных кристаллов образуются не в результате срастания отдельных кристаллов, а вследствие вырастания последних из общего зародыша.

К объемной форме относятся так называемые пирамиды и бесформенные кристаллы. Первые представляют собой плотные кристаллы в виде призм с шестиугольным или иным основанием и с ребристой поверхностью граней. Вторые аналогичны первым, но не имеют какой-либо определенной формы.

Распределение капель и льдинок в облаках при отрицательных температурах может быть как в виде разделения по слоям на различных высотах, так и в виде полного перемешивания во всем облаке или внутри отдельных его слоев.

Смешанные облака чаще всего образуются в результате заморзания капель преимущественно в верхних частях облаков, а также в тех случаях, когда вершины облаков достигают уровня перистых облаков или полос падения из них, состоящих из ледяных частичек. К таким облакам относятся прежде всего C_i и C_s .

Статистическая обработка материалов по микроструктуре фронтальных облаков для умеренных широт была выполнена Е. Г. Зак (1948). В рассмотренных ею 686 случаях в среднем за год водяная и ледяная фаза в переохлажденных облаках обнаруживается одинаково часто. Водные облака встречались в 34%, ледяные в 37% и смешанные в 29% всех случаев, причем в смешанных облаках жидкая и твердая фаза располагалась одна над другой только в 8% случаев, в остальных случаях облака состояли из смеси капель и кристаллов.

В табл. 16 приводятся некоторые данные, частично характеризующие микроструктуру облаков.

Образование и рост облачных частиц регулируются, во-первых, конденсацией и сублимацией водяного пара в атмосфере с образованием капелек воды и льдинок-снежинок соответственно (табл. 17), а также обратным процессом — испарением и, во-вторых, коагуляцией, т. е. слиянием облачных частиц при их сближении. В результате этих процессов возникшее облако может или исчезнуть, или развиться и далее перейти в облако, дающее осадки.

Вначале облачные элементы растут только благодаря конденсации на них водяного пара примерно до размера 15μ в радиусе. На укрупнение облачных элементов свыше 15μ наряду с конденсацией начинает оказывать постепенно усиливающееся влияние коагуляция. Начиная же с размера $20-25 \mu$ преимущественное значение для роста облачных элементов приобре-

Некоторые микроструктурные характеристики облаков

Форма	Высота нижней границы, км	Вертикальная мощность, км	Микроструктура
Sc	0,5—1,5	0,2—0,8	Облака капельножидкие. При $t < 0^\circ$ иногда наблюдаются льдинки (обычно пластинки) и снежинки. $r = 1 \div 30 \mu$, $r_{\text{ср}} = 8 \mu$. $w = 0,5 \div 0,8 \text{ г/м}^3$. $N = 250 \div 800$. Видимость 40—90 м
St	0,1—0,7	0,2—0,8	Облака капельножидкие. При $t < 0^\circ$ иногда наблюдаются льдинки (обычно пластинки) и снежинки. $r = 1 \div 30 \mu$, $r_{\text{ср}} = 8 \mu$. $w = 0,4 \div 0,8 \text{ г/м}^3$. $N = 1900$. Видимость 50—60 м
Ns	0,1—1,0 (иногда ниже)	До нескольких километров	Облака, смешанные из капель и льдинок. Кристаллики льда в верхней части облака преимущественно в виде столбиков, в нижней части облака в основном в виде пластинок. $r = 3 \div 80 \mu$, $r_{\text{ср}} = 10 \mu$. $N = 80 \div 140$. В облаке имеются дождевые капли и снежинки. $w = 0,6 \div 1,3 \text{ г/м}^3$. Видимость 70—100 м
Cu hum	0,6—1,2	Несколько сотен метров	Облака капельножидкие. В нижнем слое толщиной 150 м $r = 1 \div 10 \mu$. Максимальная повторяемость падает на радиус 2 μ . $w = 0,11 \text{ г/м}^3$. $N = 500$. В следующем слое толщиной 150 м капли укрупняются. Верхний предел размера капель лежит около 20 μ . Максимальная повторяемость ~ 3 . $w = 0,19 \text{ г/м}^3$. $N = 250$. На высоте 400 м от нижней границы облака $r_{\text{ср}} = 5 \mu$, $w = 0,38 \text{ г/м}^3$, $N = 150$. На периферии $r = 5 \mu$, $w = 0,14 \text{ г/м}^3$, $N = 90$
Cu cong	0,6—1,2 (иногда выше)	От сотен метров до нескольких километров	Облака капельножидкие. В основании облака $r_m = 2 \mu$. В слое 150—500 м над основанием $r_m = 5 \mu$, на высоте 800—1000 м $r_m = 6 \mu$, на высоте 1200—1800 м $r_m = 10 \mu$. Более крупные капли наблюдаются с высоты 800 м от основания и выше. В нижнем 300—400-метровом слое радиус капель не превышает 15 μ . Здесь $w = 0,14 \div 0,32 \text{ г/м}^3$. Водность с высотой увеличивается и на высоте 1000—1200 м достигает наибольшего среднего значения $\sim 1,65 \text{ г/м}^3$. Число капель с высотой уменьшается. На высоте 200—250 м от нижней границы облака $N = 350$, на высоте 100 м $N = 120$ и на высоте 1800 м $N = 50$

Форма	Высота нижней границы, км	Вертикаль- ная мощность, км	Микроструктура
Сб	0,4—1,0 (иногда ниже)	До несколь- ких кило- метров. Иногда достигают нижней стратосферы	Облака капельножидкие в нижних частях и кристаллические в верхних. Размеры капель зависят от скорости вертикального движения. Форма ле- дяных кристаллов при $t > -15^\circ$ — преимущественно столбики. В облаке могут наблюдаться снежинки и мел- кая крупа
Сг	7—10	От сотен метров до нескольких километров	Облака кристаллические. Преиму- щественная форма кристаллов — столбики с внутренними воздушными включениями
Сс	6—8	0,2—0,4	Облака кристаллические. Льдинки имеют форму столбиков, одиночных пустотелых призм или их агрегатов
Сс	6—8	От сотен метров до нескольких километров	Облака кристаллические. Льдинки имеют форму столбиков, иногда сое- диненных в агрегаты, и толстых пластинок
Ас	3—5	1—2	Облака, смешанные из капель и кристалликов льда. Форма льдинок преимущественно пластинчатая, но при более низких температурах появляются столбики. В облаке на- блюдаются капли дождя и снежинки
Ас	2—5	0,2—0,7	Облака преимущественно капель- ножидкие. $r = 4 \div 16 \text{ м}$, $r_{\text{ср}} = 7 \text{ м}$. Иногда состоят из кристалликов льда. Льдинки имеют форму толстых пластинок, реже столбиков или их агрегатов

Примечание. r — радиус капель; $r_{\text{ср}}$ — средний радиус капель; r_m — радиус капель, дающих максимальный вклад в водность; ω — водность облака; N — число капель в 1 см^3 .

тает коагуляция. Для твердых облачных элементов, по форме существенно отличающихся от шарика, эти градации могут не соблюдаться, поскольку как характер перегонки влаги на такие ледяные частицы, так и скорость их падения через переохлажденное облако могут значительно отличаться от условий, соответствующих взаимодействию замерзших и незамерзших капель.

Присутствие в облаке наряду с переохлажденными каплями еще и кристалликов льда, по отношению к которым пар, насы-

щенный относительно капель, будет пересыщен относительно льда, может ускорить процесс испарения переохлажденных капель во много раз (до 1000 раз) и привести к быстрому росту кристалликов. Кристаллики льда, если их имеется достаточное количество, при этом будут расти до тех пор, пока не наступит состояние насыщения водяного пара над льдом при данной температуре и пока все переохлажденное облако не превратится в ледяное. Так, при равенстве общей поверхности кристалликов льда и воды водное облако может превратиться в ледяное за 10—20 мин.

Таблица 17

Время (сек.), необходимое для конденсационного роста капель в зависимости от степени пересыщения

Температура воздуха	Пересыщение, %	Радиус капли, μ			
		1—10	10—50	50—100	100—200
—10	1	104	2 520	7 870	31 500
	2	52	1 260	3 940	15 750
0	1	50	1 230	3 830	15 300
	2	25	615	1 915	7 650
10	1	26	635	1 980	7 940
	2	13	318	990	3 920
20	1	14	355	1 070	4 300
	2	7	180	535	2 150

В смешанных облаках, где льдинок много, но все же капель больше в десятки и сотни раз, льдинки быстро увеличиваются в размерах вследствие притяжения на себя влаги окружающих капель, сцепления между собой и с переохлажденными каплями.

Особенно существенное значение в укрупнении облачных элементов и образовании осадков ледяные частицы имеют:

а) в начальный период появления ледяных кристаллов в водных переохлажденных облаках, когда они имеют возможность расти значительно быстрее, чем капли;

б) при появлении в облаках ледяных частиц на уровнях, значительно более низких по сравнению с высотой, где начинается выпадение осадков внутри облака за счет слияния капель. При этом может произойти заметное ускорение образования осадков. Так, по данным расчета Н. С. Шишкина, при скорости восходящего потока 70 см/сек. образование ледяных частиц вблизи нулевой изотермы может привести к выпадению осадков на 20—25 мин. раньше, чем в случае выпадения их из чисто водного облака;

в) при слабой конвекции в облаке, когда процесс коагуляции капель не обеспечивает их роста до размеров выпадающих капель; появление здесь ледяных частиц может обеспечить рост облачных элементов до выпадающих размеров.

Пройдя при падении через нулевую изотерму, льдинки (снежинки) тают и могут коагулировать уже с теплыми каплями.

В первоначальной теории явление коагуляции в облаках рассматривалось и оценивалось в предположении существования разной скорости движения капель различных размеров относительно равномерного потока воздуха. При этом делалось простое предположение, что размер падающей большой капли будет определяться числом столкновений с меньшими каплями одинакового или неодинакового размера, которые окажутся в объеме воздуха конусообразного вида, вырезаемом падающей и растущей каплей. Принималось также, что столкнувшиеся капли всегда сливаются друг с другом.

Однако это явление гораздо сложнее. Прежде всего возможность столкновения сближающихся капель зависит от строения воздушного потока, окружающего капли. При небольших числах Рейнольдса, т. е. при так называемом вязком потоке, коэффициент, характеризующий собирательное действие сближающихся капель, меньше, чем при больших числах Рейнольдса, или при аэродинамическом потоке. Поправочный коэффициент при этом может быть значителен. Особенно это заметно в начальной стадии падающих капель, когда поток можно рассматривать как вязкий. Это обстоятельство приводит к тому, что существует критический размер для сближающихся капель, ниже которого столкновения между каплями не произойдет.

Скорость роста облачных капель, обуславливаемая разностью их скоростей падения, может быть приближенно оценена по формуле

$$\frac{dr}{dt} = K \frac{qu}{4\rho}.$$

где K — коэффициент, зависящий от размеров сталкивающихся капель и учитывающий их аэродинамику, q — водность облака, u — относительная скорость движения капли в потоке воздуха, ρ — плотность капли.

Кроме того, между падающими на малых расстояниях друг от друга каплями возникают гидродинамические силы, препятствующие при некоторых соотношениях между размерами капель их сближению до непосредственного соприкосновения. В этой же последней стадии сближения капель начинают играть заметную роль и электрические силы.

Наконец, эффективность процесса слияния сблизившихся уже капель в сильной степени зависит как от скорости их сближения друг с другом, так и от состояния, в котором находятся эти капли.

Слияние капель наступает после того, как воздух и водяные пары, находящиеся между поверхностями капель и мешающие их соприкосновению, будут предварительно вытеснены. Это имеет место в том случае, когда капли сближаются достаточно

медленно, а также тогда, когда они находятся не в состоянии испарения, а, наоборот, в состоянии конденсации на них водяного пара, поэтому слияние капель с кристалликами льда значительно облегчается.

Гораздо менее изучен другой вид коагуляции облачных частиц, вызываемый турбулентным строением воздушных потоков внутри облака. При сильно развитом турбулентном движении в конвективных формах облаков этот вид коагуляции, однако, приобретает большое значение.

В частности, для вихревых течений скорость роста капель может быть приближенно оценена по формуле

$$\frac{dr}{dt} = K \cdot \frac{64}{3} \frac{q}{\pi r} \frac{\Gamma}{2\pi} \frac{1}{R}.$$

где Γ — интенсивность вихря, R — радиус вихря.

Наконец, третий вид коагуляции облачных частиц, вызываемый их молекулярно-тепловым движением, имеет некоторое значение только для очень малых капель и играет роль в начальной стадии образования облака, ускоряя этот процесс.

При рассмотрении роли, которую играют восходящие движения при образовании осадков, необходимо иметь в виду еще и следующее обстоятельство, уже относящееся не к элементарным процессам преобразования облачных элементов в элементы осадков, а к обеспечению условий выпадения большого количества осадков. В теплый влажный день запасы влаги в атмосфере могут быть таковы, что если бы вся влага, содержащаяся в данный момент в атмосфере, была осаждена, то она дала бы слой воды толщиной в 30—40 мм. Между тем наблюдения показывают, что иногда за час и меньше выпадает не менее 50 мм осадков, причем конденсируются не все запасы водяного пара, а лишь 20% и даже меньше.

Очевидно, по пути перемещения дождящих облаков может происходить приток влажного воздуха из окружающей зоны, при этом чем интенсивнее восполняющий приток, тем интенсивнее может быть дождь.

Особое значение для наших исследований имеет вопрос о балансе тепла и влаги облаков и облачных систем. По данным наземных метеорологических наблюдений за осадками и вертикальных самолетных зондирований облаков Е. Ф. Маминой и Е. К. Федоровым (1957) была произведена приближенная количественная оценка соотношения между влагосодержанием облака и выпавшими из него осадками. По их подсчетам отношение количества осадков к водности образующего их облака колеблется в пределах от 40 до 7 и имеет среднее значение 23. Они делают вывод, что облачные системы теплого фронта образуют за время своего существования осадки в количестве, примерно на порядок превышающем влагосодержание облаков к началу выпадения осадков. При этом вся масса жидкой воды в облаках

такого типа несколько раз обновляется за время их существования (например, каждые 2—3 часа).

В табл. 18 приведены некоторые характеристики осадков из облаков.

В чисто водных облаках, даже при температурах ниже 0° , капли дождя и мороси возникают преимущественно за счет коагуляции. При этом, как показывают лабораторные опыты, процесс слияния переохлажденных капель не приводит к их замерзанию по крайней мере до -15° .

Как известно, облака полидисперсны. В них обычно наряду с массой мелких капель радиусом в несколько микрон содержатся более крупные капли вплоть до капель радиусом 20—30 μ .

При слабых вертикальных движениях, например порядка 10 см/сек., более крупные капли при падении из верхней части облака, имеющего вертикальную мощность 700 м, могут достичь размера порядка 100 μ , т. е. размера капель мороси. Соответственно при толщине облака в 2000 м капли достигают размера порядка 500 μ , т. е. размера капель дождя. В облаках с малой водностью и сравнительно меньшими размерами капель необходимая для образования мороси или дождя мощность облака увеличивается.

При наличии в облаке более значительных вертикальных движений толщина облака, необходимая для образования осадков, уменьшается.

Восходящие токи с обычными скоростями при адвективном или радиационном охлаждении могут поддерживать только легкую морось. Вертикальная скорость более 10 см/сек. в слоистом облаке толщиной 1 км может поддерживать умеренную морось. Для умеренного дождя из облака толщиной около 2 км требуется постоянная скорость 40 см/сек.

Образование осадков в капельножидких облаках кучевых форм не происходит (редкое исключение для Cu cong как облаков большой мощности, более 1500 м). Здесь иногда восходящие токи могут оказаться достаточно сильными для удерживания капель в верхней части облака, характеризующейся большой водностью, на время их роста до размеров выпадающих. Однако механизм образования крупных капель в таких сильно развивающихся облаках не установлен вследствие трудности непосредственных наблюдений. К тому же вершины таких облаков в большей части расположены выше нулевой изотермы, и поэтому в возникновении осадков может играть существенную роль образование ледяной фазы.

В табл. 19 приводятся данные о развитии грозовых и ливневых облаков, рассчитанные Н. С. Шишкиным.

Как показывают исследования, выполненные А. П. Чуваевым, наличие инверсии температуры (задерживающего слоя) на пути развития облака может явиться благоприятным условием для

Некоторые характеристики осадков из облаков

Форма облаков	Наличие осадков	Вид осадков	Преобладающие размеры дождевых капель, мм	Количество осадков, доходящих до земли, мм/час.
Sc	Осадки выпадают очень редко (как правило, не выпадают)	Слабые, непродолжительные осадки, выпадающие из непросвечивающих облаков	0,05 — 0,2	0 — 0,05
St	Осадки выпадают очень редко (как правило, не выпадают)	Летом морось, при отрицательных температурах редкий снег	0,05 — 0,2	0 — 0,05
Ns	Осадки выпадают. Нередко выпадают с перерывами	Обложной дождь или снег	0,2 — 0,5 Снежинки от нескольких миллиметров до хлопьев с поперечником в несколько сантиметров	0,25 — 4,0
Cu cong	В большинстве районов из таких облаков осадки не выпадают. Исключение составляют субтропики	Дождь	0,5 — 1,0	1,0 — 4,0

Форма облаков	Наличие осадков	Вид осадков	Преобладающие размеры дождевых капель, мм	Количество осадков, выпадающих до земли, мм/час.
Cb	Осадки выпадают	Летом ливневый дождь, круп, град. Зимой ливневый снег	1,0 — 2,5 1,0 — 5 5 — 15	15 — 40
As	Зимой осадки выпадают и достигают земли. Летом выпадающие осадки обычно до земли не доходят	Зимой снег даже из тонких просвечивающих облаков		0,25 — 4,0
Сi	Осадки не выпадают. Иногда наблюдаются полосы падения. Нередко они достигают ниже лежащих облаков	В полосах падения кристаллики льда	—	0
Cc	Полосы падения не достигают земли, но нередко доходят до ниже лежащих облаков	В полосах падения кристаллики льда	—	0
Cs	Осадки не выпадают	—	—	0
Ac	Полосы падения не достигают земли, но иногда доходят до ниже лежащих облаков	В полосах падения кристаллики льда	—	0

появления в нем большого числа крупных капель, что приводит к образованию осадков.

А. П. Чуваев подчеркивает, что из облаков, не содержащих ледяной фазы, обычно выпадают осадки лишь в том случае, когда их развитие ограничено задерживающим слоем.

Таблица 19

Данные о развитии грозовых и ливневых облаков

Характеристика облака	Среднее значение	
	грозовые облака	ливневые облака
Нижняя граница высота, км	0,9	1,2
температура, °С	16,3	7,4
Верхняя граница высота, км	6,1	4,8
температура, °С	—15,8	—15,7
Вертикальная мощность, км	5,2	3,7
Средняя скорость развития облака, м/сек.	1,2	0,8
Радиус частиц осадков, мм	0,7	0,6
Время образования осадков с момента зарождения облака, час.	1,7	1,5

В слоистых облаках при температуре, близкой к 0°, образование кристаллов не имеет существенного значения для процесса образования осадков. При температурах порядка —10° и ниже кристаллы образуются в концентрациях, достаточных для образования значительных осадков. В облаках или во влажном воздухе кристаллы после их падения сквозь слой толщиной 1—2 км могут достигать размера 1—2 мм (диаметр капли, получившейся при таянии такого кристалла, около 500 м).

Вблизи уровня нулевой изотермы столкновение ледяных кристаллов приводит к образованию снежных хлопьев, содержащих около 10 или даже 100 отдельных кристаллов. После того как эти агрегатырастают, может происходить их дальнейший рост за счет столкновения с облачными капельками в слоях облака, имеющих температуру выше 0°.

Наиболее вероятная температура образования ледяных кристаллов в концентрациях, имеющих значение для возникновения ливня (порядка 100 на 1 м³), в переохлажденных конвективных облаках находится в пределах от —10 до —15°. Но этот порог температуры может измениться в связи с изменением концентрации или свойств ядер кристаллизации.

Зародышевые кристаллы могут в течение 1—2 мин. вырасти за счет сублимации до размеров, когда их дальнейший рост будет преимущественно происходить за счет коагуляции с переохлажденными облачными каплями. В плотном облаке, состоящем из крупных облачных капель, ледяные частицы, растущие за счет захвата облачных элементов, за несколько минут могут достичь размера, который обеспечивает образование ливня.

Следовательно, облака, развившиеся на несколько сотен метров выше уровня с температурой -10° , могут стать ливневыми облаками.

В табл. 20 приведены некоторые данные об осадках.

Т а б л и ц а 20

Некоторые данные об осадках

Тип образования	Типичный размер капли, мм	Среднее расстояние между каплями, мм	Водность, г/м ³	Интенсивность осадков, мм/час.
Туман	0,01	4,3	$6 \cdot 10^{-3}$	Следы
Густой туман	0,10	21	$57 \cdot 10^{-3}$	0,05
Мелкий дождь	0,20	36	$93 \cdot 10^{-3}$	0,25
Легкий дождь	0,45	70	0,14	1,00
Умеренный дождь	1,00	123	0,28	4,00
Сильный дождь	1,50	130	0,83	15,00
Очень сильный дождь	2,10	138	1,8	40,00
Ливень	3—5	137	5,4	100,0

В облаках с сильными восходящими потоками, вырастающих до высоты, значительно превосходящей уровень нулевой изотермы, кристаллы могут превратиться в градины диаметром до 1 см примерно через 10 мин. после их образования.

А. М. Леонова в заметке «Редкое явление» описала случай выпадения очень крупного града 15 августа 1957 г. в Белорусской ССР.

В 18 час. 30 мин. с юго-запада надвинулось и закрыло солнце грозное облако очень большой мощности. Интенсивное выпадение осадков, жидких и в виде града, продолжалось около 10 мин.

С первыми же крупными каплями дождя начался град, размеры которого колебались от 2 до 9—10 см в поперечнике, причем преобладали градины размером с куриное яйцо, нередко были градины величиной с гусиное яйцо.

Вес наиболее крупных градин достигал 200 г. Чаше же встречались градины весом от 60 до 100 г (рис. 32).

Форма градин была самой разнообразной: от неправильных угловатых образований с натеками прозрачного льда до правильных сфероидов с ровной, гладкой поверхностью.

Многие градины имели сильно сплюснутую форму, в центре такого сплюснутого шара почти всегда было углубление пра-

вильной округлой формы до 1 см. При внимательном рассмотрении крупных градин можно было заметить, что они состоят из множества смерзшихся обыкновенных градин. Неодинаковой была степень прозрачности. Наряду с полупрозрачными градинами встречались совершенно непрозрачные белые. Поверхность таких градин чаще всего была неровной. Несмотря на особенности внутреннего строения, градины были необычайно прочными.

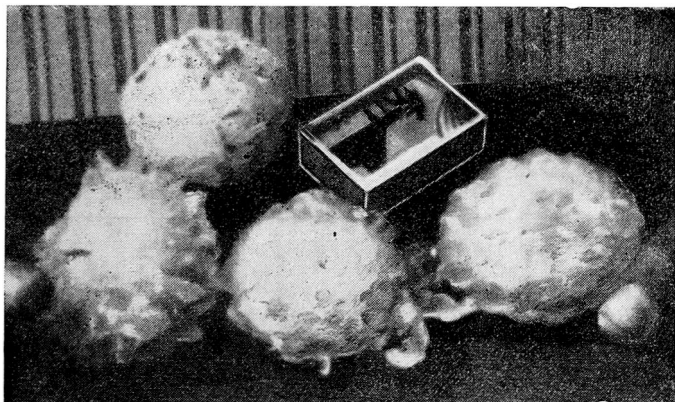


Рис. 32. Градины весом 60—100 г (для сравнения рядом помещен спичечный коробок).

2. Данные о туманах

Согласно физическому определению, туман представляет собой дисперсную систему, состоящую из взвешенных (медленно падающих) капелек воды или льдинок. Соответственно этому к основным микрофизическим характеристикам его относятся: водность, агрегатное состояние, размеры и число частиц, форма ледяных элементов тумана.

Насыщение водяного пара, необходимое для образования тумана, достигается преимущественно благодаря охлаждению воздуха и реже вследствие увеличения его абсолютной влажности. Необходимое охлаждение при этом является или следствием излучения тепла подстилающей поверхностью, или следствием появления значительных температурных контрастов между подстилающей поверхностью и натекающим воздухом. При этом развитие высоких и устойчивых туманов, как правило, имеет место при наличии в приземном слое воздуха температурной инверсии.

Из 70 рассмотренных случаев тумана на Европейской территории СССР

140% имели высоту до 100 м,
 520% — от 100 до 200 м,
 180% — от 200 до 300 м,
 160% — от 300 до 1000 м.

В приземном слое воздуха всегда имеется достаточное количество различных взвесей, могущих служить в качестве ядер конденсации. Это обстоятельство исключает необходимость учета их распределения при выяснении условий возникновения тумана. Строение же тумана и в особенности микроструктура его зависят от числа и свойств ядер конденсации. Чем крупнее и лиофильнее ядра, тем при меньших пересыщениях начинается на них конденсация водяного пара. При медленном понижении температуры конденсация происходит преимущественно на более активных ядрах и капли растут неодинаково, создавая сразу же полидисперсный туман.

Для растворимых ядер пересыщение может не требоваться. Вследствие этого туманы нередко образуются при относительной влажности и менее 100%. Если для образования капель тумана взвешенные частицы нерастворимых веществ почти не используются, то для образования кристалликов льда некоторые из них служат подходящей основой. При этом их роль сводится или к стимулированию замерзания переохлажденных капель при контакте с ними, или к непосредственному осаждению на частицах влаги из воздуха в виде льда.

Критические размеры твердых частиц, достаточные для эффективной перегонки на них влаги из воздуха, при температуре -1° соответствуют величине $7,8 \cdot 10^{-6}$ см; при понижении температуры эти размеры уменьшаются так, что при -20° они уже становятся равными 10^{-6} см. При большем количестве ядер конденсации происходит образование более плотных и мелкокапельных туманов. Это особенно проявляется вблизи населенных пунктов и промышленных центров, где имеются дополнительные источники активных ядер конденсации.

Опытным путем установлено, что большая часть капель в плотных туманах имеет размеры примерно от 7 до 15 μ при положительных температурах и от 2 до 6 μ при отрицательных. Нередко встречаются капли более мелкие, порядка 1 μ , а также и более крупные, порядка 30—40 μ .

Среднее количество капель в 1 см³ составляет 100—200 для слабых и 500—600 для более плотных туманов. Значения водности туманов находятся в пределах от 0,03 до 0,5 г/м³. С понижением температуры водность туманов уменьшается.

Наблюдения за распределением водности тумана по высоте позволяют выделить три основных типа распределения.

Тип 1 (табл. 21), наиболее часто встречающийся в наблюдениях, характеризуется тем, что вначале, в слое до 10 м, а не-

редко и в несколько десятков метров, водность значительно возрастает. Далее она сохраняется относительно постоянной и в верхней части быстро уменьшается до нуля.

Таблица 21

Распределение водности (г/м^3) по высоте (м) в тумане. Тип 1

Опыт 1							
Высота	4	10	20	110	140	170	180
Водность	0,08	0,19	0,13	0,15	0,13	0,14	Верхняя граница
Опыт 2							
Высота	10	20	60	80	110	130	150
Водность	0,11	0,23	0,22	0,22	0,05	0,03	Верхняя граница
Опыт 3							
Высота	10	70	150	200	230	250	260 270 280
Водность	0,04	0,19	0,34	0,35	0,42	0,39	0,20 0,03 Верхняя граница

Тип 2 (табл. 22) характеризуется сравнительно монотонным увеличением водности тумана по вертикали с резким уменьшением ее в самом верхнем слое. Такое распределение водности аналогично распределению в слоистых облаках.

Таблица 22

Распределение водности (г/м^3) по высоте (м) в тумане. Тип 2

Опыт 1			
Высота	10	20	50 80
Водность	0,04	0,14	0,17 Верхняя граница
Опыт 2			
Высота	50	100	200 220
Водность	0,25	0,33	0,40 Верхняя граница
Опыт 3			
Высота	100	150	200 230
Водность	0,12	0,19	0,27 Верхняя граница
Опыт 4			
Высота	152	251	456 464 480
Водность	0,06	0,14	0,20 0,28 Верхняя граница

Тип 3 относится к низким, чисто радиационным туманам, плотность которых с высотой уменьшается.

Связь между водностью и дальностью видимости в тумане можно характеризовать данными, приведенными в табл. 23:

Если принять водность тумана равной 1 г/м^3 , то при распределении воды между каплями тумана в 1 м^3 образуются:

10^3 капель	радиусом	10^{-1} см,
10^6	"	10^{-2} см,
10^9	"	10^{-3} см.

Имея в виду, что размер 10^{-3} см соответствует часто встречающемуся размеру капель туманов, можно считать, что в 1 м^3 тумана число их составляет примерно 10^9 , а в 1 см^3 — 10^3 . При влажности $0,1 \text{ г/м}^3$ соответственно будет 10^8 в 1 м^3 и 10^2 в 1 см^3 , что вполне согласуется с действительностью. Туманы наблюдаются как при положительных, так и при отрицательных температурах.

Таблица 23

Связь влажности тумана (г/м^3) с дальностью видимости

Дальность видимости в тумане, м	Размер капли, μ		
	3	5	8
50	0,39	0,64	1,05
1000	0,02	0,033	0,052
2000	0,01	0,016	0,026

Переохлажденных водных туманов на территории СССР бывает довольно много. Так, по данным наблюдений на некоторых АМСГ, в 1949—1952 гг. процент переохлажденных туманов по отношению к общему числу туманов был следующий:

Актюбинск	79	Харьков	49
Сталинград	72	Киев	46
Казань	62	Ростов-на-Дону	40
Архангельск	56	Рига	33
Минск	51	Одесса	18
Новосибирск	51		

По агрегатному состоянию при отрицательных температурах различают туманы:

- а) состоящие только из переохлажденных капель воды;
- б) состоящие только из кристалликов льда;
- в) представляющие собой смесь жидких капель воды и льдинок, более или менее равномерно распределенных во всем объеме тумана;
- г) смешанные, но с послойным распределением льдинок и капелек: например, в верхнем слое — только кристаллы, в среднем — смесь капель и кристаллов, в нижнем — переохлажденные капли (над теплой незамерзшей водной поверхностью);
- д) смешанные, но с распределением отдельных областей, заполненных кристаллами или каплями.

Последнее распределение имеет место в туманах испарения над водоемами с проникающими теплыми течениями. При значительных понижениях температуры у берегов в таких туманах наблюдаются преимущественно кристаллы, а в центре — переохлажденные капли.

В табл. 24 приведено процентное соотношение различных агрегатных состояний туманов испарения Кольского залива при разных температурах.

Таблица 24

Структура туманов при отрицательной температуре

Температура воздуха от до	Туманы		
	капельножидкие	смешанные	ледяные
—11° —17°	100	0	0
—18 —22	78	22	0
—23 —26	0	100	0

Характерно, что чисто кристаллические туманы испарения здесь не зарегистрированы даже при температуре -25° . Только при очень низких температурах порядка -40° обнаруживаются чисто ледяные туманы. Такие туманы наблюдал с применением микрофотографирования Ф. Я. Клинов в 1952—1954 гг. в районе Верхоянска. Он сообщает, что образование наиболее интенсивных ледяных туманов имело место при температуре от -45 до -50° и относительной влажности 75—80%.

Смешанные туманы, как правило, крайне неустойчивы и при появлении в них ледяной фазы очень быстро кристаллизуются, нередко при этом осаждаясь. Частичное исключение из этого правила составляют туманы испарения над водоемами с теплыми течениями. Такие туманы более устойчивы во времени, несмотря на присутствие в них некоторого количества ледяных кристаллов.

Естественное рассеяние тумана происходит прежде всего в результате испарения его частиц. Нагревание воздуха повышает потребный уровень насыщения. При восполнении образующегося недостатка насыщения уменьшается водность тумана. Усиливающийся турбулентный обмен нижних, более влажных, масс воздуха с верхними, более теплыми и сухими, способствует рассеянию тумана в его нижней части. При значительной мощности тумана это может привести к сохранению или даже сгущению тумана в верхней части и преобразованию его в слоистые облака (поднявшийся туман).

На рассеянии тумана может сказаться и соприкосновение воздуха с подстилающей поверхностью, способной конденсировать влагу. Характерным в этом отношении является ослабление и нередко полное рассеяние переохлажденных капельножидких туманов, движущихся над поверхностью снега. На поверхности снега происходит сублимация водяного пара, вследствие чего влажность воздуха понижается до уровня насыщения над льдом.

Восполняя недостаток насыщения относительно воды, капли тумана испаряются. Этот эффект рассеяния имеет место и в ледяных туманах, хотя и в меньшей мере, за счет разности насыщения над крупными снежинками и мелкими ледяными частицами.

Однако переохлажденные туманы могут быть достаточно устойчивыми над снежным покровом тогда, когда температура снега оказывается выше температуры воздуха.

Нередко считают, что только условия, препятствующие образованию туманов, благоприятны и для их рассеяния. Но это не совсем так. Рассеяние тумана в той или иной мере может происходить и благодаря внутренним причинам, связанным с неустойчивым состоянием уже существующего тумана. Такая неустойчивость может быть следствием полидисперсности, фазовой неоднородности, разноименности зарядов частиц тумана и т. п.

К туманам, которые возникают только при отрицательных температурах, относятся туманы испарения на Кольском заливе Баренцева моря. Рассмотрение их природы и структуры дает возможность составить общее представление об образовании такого рода переохлажденных туманов.

Благоприятными условиями для их возникновения являются:

а) большие разности между температурой поверхностного слоя воды и температурой притекающего на залив воздуха, минимальное значение которых при относительной влажности воздуха 80—90% должно быть не менее 11—13°;

б) слабые и умеренные (до 10 м/сек.) ветры.

Для развития высоких и устойчивых туманов испарения необходимы следующие дополнительные условия:

а) наличие глубокой температурной инверсии с нижней границей, расположенной не выше берегов залива;

б) отсутствие выпадения из облаков твердых осадков;

в) однородность дисперсной фазы тумана.

На рис. 33 показана зависимость водности туманов испарения от температуры воздуха. На рисунке видно, что, во-первых, водность тумана испарения не превышает 0,1 г/м³ и, во-вторых, чем ниже температура воздуха, тем больше значения водности тумана.

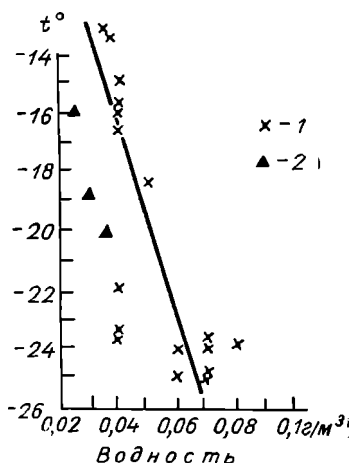


Рис. 33. Зависимость водности туманов испарения от температуры воздуха.

1 — плотный туман, 2 — туман средней интенсивности.

на. Последнее не согласуется с обычным представлением об уменьшении водности туманов с понижением температуры. Такая аномальная зависимость объясняется тем, что туманы испарения возникают не только вследствие понижения температуры воздуха, но и в результате увеличения абсолютного влагосодержания его, что и определяет повышенное содержание сконденсированной влаги в тумане.

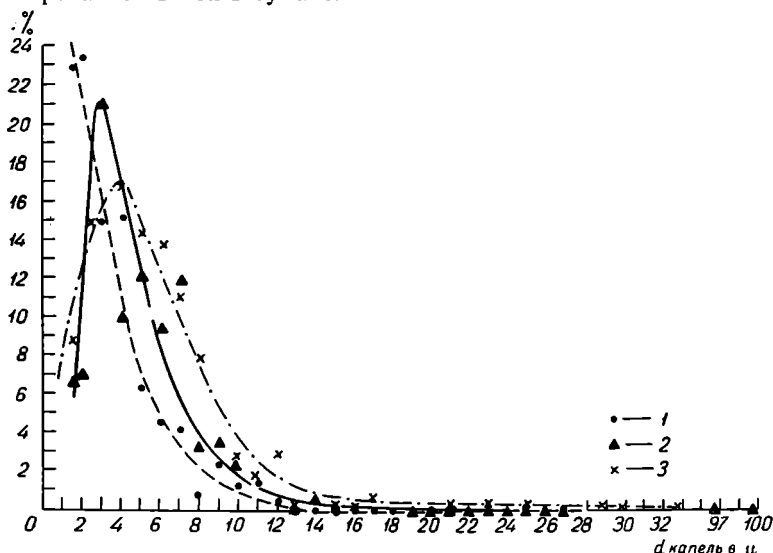


Рис. 34. Процентное распределение капель по размерам для чисто водных туманов испарения.

1 — слабый туман, 2 — туман средней интенсивности, 3 — плотный туман.

Рассматривая вопрос о размерах частиц туманов испарения, следует отметить, что условия роста капель тумана в отсутствии и при наличии в нем частиц твердой фазы воды различны. Это различие обуславливается тем, что в омешанных туманах вследствие разности упругости водяных паров над водой и льдом может происходить рост кристаллов за счет перегонки на них воды с испаряющихся капель. Процентное распределение капель по размерам для чисто водных туманов различной интенсивности приведено на рис. 34.

На рисунке видно, что диапазон размеров капель в слабых туманах составляет $1-15 \mu$, в туманах средней интенсивности — от 1 до 20μ , а в плотных — от 1 до 35μ . Однако следует отметить, что в туманах в очень незначительных количествах встречаются капли и больших размеров.

Смешанные туманы испарения наблюдались при температуре

воздуха -17° и ниже. Слабых туманов испарения с наличием образовавшихся в них кристаллов отмечено не было.

Процентное распределение капель по размерам для смешанных плотных туманов испарения представлено на рис. 35. На

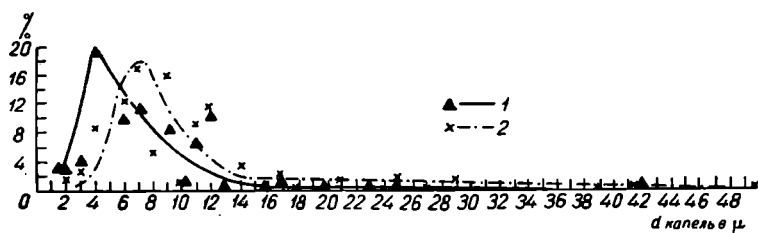


Рис. 35. Процентное распределение капель по размерам для смешанных туманов испарения.

1 — туман средней интенсивности, 2 — плотный туман.

нем видно, что при наличии кристаллов в туманах испарения замечается уменьшение процентного содержания мелких капель (полуторамикронных в 17 раз, 2, 3, 4 и 5-микронных соответ-

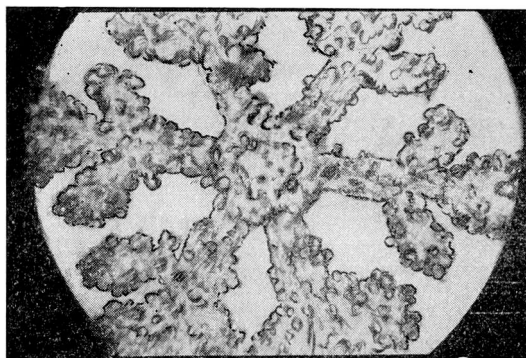


Рис. 36. Обзеренный кристалл.

ственно в 8, 4, 2 и 1,2 раза) и значительное увеличение процентного содержания крупных капель (приблизительно в 2 раза).

Максимум кривых распределения капель по размерам в смешанных туманах значительно смещен в область более крупных капель. При этом наибольшее смещение максимума распределения в крупнокапельную область наблюдается в более плотных туманах. Изменение соотношения числа мелких и крупных ка-

пель в смешанных туманах испарения можно объяснить тем, что вследствие разности упругости водяных паров над водой и льдом происходит перегонка водяного пара с капель на кристаллы. Так как мелкие капли испаряются быстрее крупных, то соотношение между их количествами будет меняться в пользу крупных. Размеры капель в данном случае будут определяться как интенсивностью туманов испарения, так и количеством ледяных частиц и их размерами.

Некоторое влияние на распределение капель по размерам в смешанных туманах может оказать так называемое «обзернение» кристаллов (оседание капель на кристаллы льда). Во время опытов действительно наблюдалось явление обзернения кристаллов. Но процесс этот малозначителен, на что указывают данные наблюдений. Так, из 3085 уловленных кристаллов обзерненных оказалось всего лишь 13, т. е. 0,4%. Отмечено, что на кристаллах размером до 500 μ наблюдались осевшие капли диаметром от 2 до 25 μ . На кристаллах размером от 500 до 1400 μ были отмечены осевшие капли диаметром от 10 до 80 μ . Преобладающий размер обзерняющих капель соответствует 2—10 μ в диаметре. Фотография обзерненного кристалла представлена на рис. 36.

Глава IV

ПРИРОДА ДЕЙСТВИЯ ТВЕРДОЙ CO_2 НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ ОБЛАКА И ТУМАНЫ

1. Лабораторные исследования

При воздействии на переохлажденные облака и туманы в качестве вводимых в них реагентов применяются вещества, различные по их природе действия. Выделяются три основные группы.

1. Вещества, частицы которых сами не служат подходящей основой для образования капелек или льдинок, но зато благодаря своей большой холодопроизводительности могут создавать благоприятные условия для возникновения в воздухе непосредственно из водяного пара зародышевых частиц новой фазы. К таким веществам относятся хладореагенты, например твердая углекислота.

2. Вещества, мелкие частицы которых могут служить основой для сгущения на них водяного пара с образованием капелек или льдинок, т. е. служат ядрами конденсации или кристаллизации. Действие таких частиц, имеющих температуру окружающей среды, принципиально отличается от действия реагентов первого типа. К ним преимущественно относятся частицы веществ, сходных по своему строению со льдом, например AgI , PbJ_2 и другие, а также, конечно, и кристаллики самого льда. Следует однако заметить, что применение для воздействия размельченного льда пока затруднительно из-за сложности размола льда на достаточно мелкие частицы.

3. Вещества, представляющие собой пылевидные частицы, предварительно искусственно охлажденные ниже -40° . При этом, даже если они и не сходны со структурой льда, имеется большая вероятность сгущения на них водяного пара в виде пленки воды ледяной структуры, после чего такие частицы могут действовать как ядра кристаллизации.

В данной главе подробно рассматривается применение только хладореагентов.

Объектами воздействия с применением хладореагентов являются капельножидкие облака и туманы при температурах ниже 0° , для которых оказались успешными опыты с применением твердой углекислоты. Применение твердой углекислоты в качестве реагента для воздействия на облака и туманы при положительных температурах хотя и производилось в отдельных опытах, однако определенных результатов не дало. Неясна для такого рода воздействия и физическая его основа.

В предыдущей главе частично уже рассмотрены характеристики переохлажденных облаков и туманов. Здесь приведем характеристики твердой углекислоты в сравнении с некоторыми другими хладореагентами.

В качестве хладореагента для воздействия на облака, кроме твердой углекислоты, применяется также жидкий воздух. Жидкий воздух представляет собой смесь жидкого кислорода и жидкого азота с содержанием кислорода по объему 21% или по весу 23,2%. При нормальном давлении жидкий воздух имеет температуру кипения -194° . Неравномерное испарение его компонентов (азот испаряется быстрее) вызывает быстрое возрастание температуры кипения жидкого воздуха, приближая ее к температуре кипения жидкого кислорода (-183°). Таким образом, при испарении жидкий воздух обогащается кислородом. Испарением жидкого воздуха при сильно пониженном давлении можно добиться его замерзания. Сначала замерзает азот (температура плавления азота от -210 до -213°), а затем кислород (температура плавления кислорода -128°).

При испарении жидкого воздуха охлаждающее действие его почти одинаково с охлаждающим действием льда. Поэтому жидкий воздух важен не столько с точки зрения его охлаждающего эффекта за счет скрытой теплоты при испарении, сколько с точки зрения возможности использования его низкой температуры. Использование жидкого воздуха при воздействиях на облака и туманы может быть осуществлено с помощью трубок, наружные стенки которых при пропускании через них жидкого воздуха охлаждаются до температуры ниже -40° и могут быть источником холода для образования ледяных зародышей в среде с переохлажденными каплями. Однако оказывается более эффективным и удобным применять другие охлаждающие вещества, главным образом твердую углекислоту.

Давление газообразной углекислоты в тройной точке значительно выше атмосферного, и поэтому в воздухе с давлением в 1 атм. жидкое состояние углекислоты невозможно. Для превращения газообразной углекислоты в твердую ее сначала подвергают в баллонах давлению в 70 атм. и одновременно сильно охлаждают. В результате этого углекислота переходит в жидкое состояние. При выпуске жидкой углекислоты из баллона, давление в котором при температуре 20° составляет около 58 атм., происходит понижение температуры до $-56,6^{\circ}$, соответ-

ствующее тройной точке при давлении 5,28 атм., и наступает затвердевание углекислоты в виде снегообразной массы. При этом выделяется скрытая теплота затвердевания, равная 46,76 кал/кг, за счет испарения большей части жидкой углекислоты.

Путем опрессования массы таких кристаллов получают бруски «сухого льда» (рис. 37), представляющие вещество матово-белого цвета. Эта твердая углекислота при давлении в 1 атм. имеет температуру $-79,9^{\circ}$ и при подводе тепла не тает, а испаряется. Удельный вес замороженной жидкой углекислоты равен 1,56 кг/л, а промышленного сухого льда — 1,1 и 1,4 кг/л.

Теплота сублимации твердой углекислоты около 137 кал/кг, а, принимая во внимание использование образующихся холодных паров с нагреванием их до 0° , общая холодопроизводительность сухого льда составляет примерно 152 кал/кг.

По сравнению с обычным льдом холодопроизводительность сухого льда на единицу массы больше почти вдвое, а на единицу объема — примерно в 3,3 раза.

При проведении экспериментальных работ представлялось необходимым в первую очередь получить ответы на следующие вопросы, относящиеся к природе действия твердой углекислоты на переохлажденный туман:

1. Действует ли твердая углекислота на туман только посредством охлаждения воздуха или при этом имеют место и другие процессы.

2. Как осуществляется начало процесса перехода жидких капель воды в твердое состояние при внесении в туман твердой углекислоты: происходит ли непосредственное замораживание капель в зоне охлаждения воздуха углекислотой, образуются ли вначале центры кристаллизации с последующей сублимацией на них водяного пара, наблюдается ли замораживание капель при контакте с образовавшимися ядрами кристаллизации.

3. Каков характер распространения кристаллизации в тумане по объему от места введения хладореагента.

4. Как влияет продолжительность пребывания хладореагентов в переохлажденном тумане на его кристаллизацию.

5. Как влияет количество вносимого хладореагента на процесс кристаллизации водного тумана.

6. Какая скорость кристаллизации в тумане в зависимости от его температуры, влажности и размеров капель.

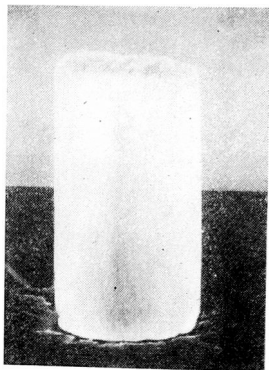


Рис. 37. Брикет твердой CO_2 — «сухого льда» (20 кг).

7. Изменение времени от момента внесения реагента в переохлажденный туман до начала кристаллизации.

8. Каков верхний предел температуры тумана, при которой возможна кристаллизация воды под влиянием хладореагентов.

9. Как меняется характер кристаллизации при воздействии на смешанный туман, содержащий воду в жидком и твердом состоянии одновременно.

Результаты лабораторных опытов позволяют в известной мере ответить на все поставленные вопросы.

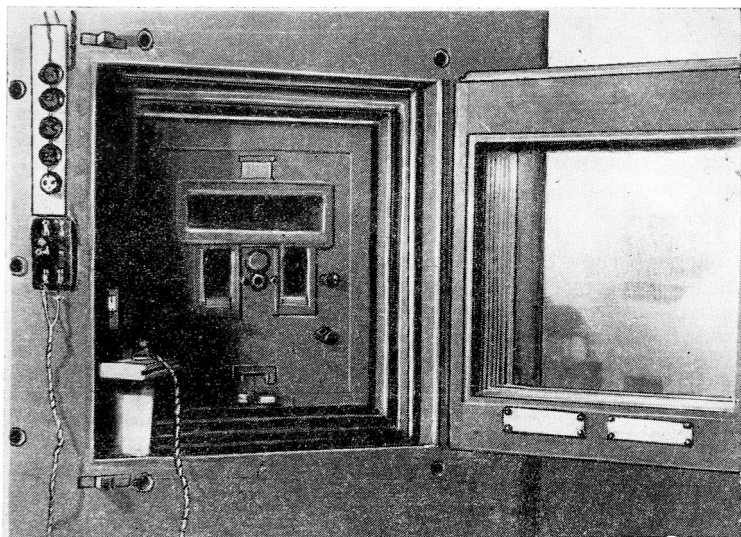


Рис. 38. Камера для исследования переохлажденного водного тумана.

Опыты проводились в камере холода, представлявшей собой шкаф с теплоизоляцией в стенках. Рабочий объем камеры $0,25 \text{ м}^3$. Между теплоизоляцией и внутренней стенкой камеры были расположены змеевики для циркуляции аммиака, охлаждавшего камеру.

Для наблюдений за происходящими в камере процессами, для введения в камеру реагентов, забора проб тумана для микрофотографирования капель и кристаллов и для освещения камеры в дверной проем ее вставлялась теплоизоляционная стенка с двойными стеклянными окошками и патрубками (рис. 38).

Охлаждение камеры производилось с помощью аммиачного компрессора типа И-10. С целью равномерного распределения

температуры воздуха в камере в процессе ее охлаждения до начала опыта включался внутрикамерный вентилятор.

Опыты проводились после выключения аммиачного компрессора и вентилятора, причем наблюдения начинали, как правило, с наиболее низких температур, переходя к более высоким температурам по мере пропревания воздуха в камере.

При наблюдениях за переохлажденным водным туманом до воздействия определялись его характеристики: температура, водность, распределение капель по размерам и продолжительность существования тумана.

После воздействия на переохлажденный водный туман велись наблюдения за временем появления единичных кристаллов, распространением повсеместной кристаллизации, временем исчезновения тумана, а также производились заборы проб для микрофотографирования кристаллов.

Переохлажденный водный туман создавался путем введения в предварительно охлажденную до определенной температуры камеру водяного пара из кипятильника. Опыты начинались через несколько минут после выключения подачи пара.

Определение водности тумана производилось перед введением реагента в переохлажденный водный туман.

Водность изменялась от 1 до 10 г/м³, т. е. была завышенной по сравнению с естественными условиями существования тумана.

Размеры капель определялись методом микрофотографирования. Приводимые фотографии дают увеличение в 60 раз.

Измерение температуры велось платиновыми термометрами сопротивления в моменты определения водности, забора проб для микрофотографирования капель и кристаллов, до и после введения реагента, в моменты появления и исчезновения кристаллов, а также сразу после рассеяния тумана.

Рассеяние переохлажденного водного тумана, появление и исчезновение кристаллов наблюдались визуально в пучке проходящего света от электрической дуги, расположенной снаружи камеры. Этот пучок света пропусклся через линзу и тепловой фильтр. За время появления кристаллического тумана принималось время появления единичных кристаллов.

Наблюдения показали, что интенсивная повсеместная кристаллизация наступала очень быстро (почти моментально) вслед за появлением единичных кристаллов. За момент рассеяния кристаллического тумана принимался тот момент, когда в проходящем пучке света отсутствовали даже единичные кристаллы. При этом исчезновение основной массы кристаллов всегда наблюдалось значительно раньше исчезновения последних единичных кристаллов.

Забор проб кристаллов производился на чистые сухие стекла, которые во избежание таяния кристаллов во время их микрофотографирования заранее помещались в небольшие термостаты. При помощи специального устройства стекло могло выводиться

из термостата непосредственно в туман внутри камеры и вставляться обратно в термостат также внутри камеры.

Для воздействия на переохлажденный туман твердая углекислота вводилась в камеру двумя способами: в виде отдельных кусочков и в закрытых металлических коробочках, плотно набитых сухим льдом. Применялись коробочки трех размеров: первая имела объем 3 см^3 , площадь поверхности 14 см^2 , вторая соответственно — 1 см^3 и 6 см^2 , третья — 8 мм^3 и 24 мм^2 .



Рис. 39. Распространение кристаллизации переохлажденного водного тумана при введении в него кусочка твердой CO_2 .

Наблюдения за возникновением и распространением кристаллизации тумана в камере позволили установить картину этого явления. После внесения в камеру твердой углекислоты переохлажденный туман оледеневал через 10—20 сек.

Превращение капель переохлажденной воды в льдинки можно было видеть невооруженным глазом, оно происходило путем распространения кристаллизации по всей камере посредством конвективного обмена. На рис. 39 приведена фотография распространения кристаллизации от одного падающего в тумане кусочка углекислоты. Наблюдения показали, что возникавший конвективный обмен, с одной стороны, всегда имел вид

обтекания туманом внесенной в камеру холодной поверхности, а с другой, — вид перемешивания тумана между относительно более теплой кристаллизующейся его частью (в связи с выделением тепла кристаллизации) и относительно более холодной частью, находившейся в данный момент еще в жидком переохлажденном состоянии.

Также замечено, что интенсивное перемешивание продолжалось и после выноса из камеры охлаждающейся поверхности вплоть до полной кристаллизации тумана во всей камере, после чего начиналось сравнительно спокойное падение ледяных кристаллов. При этом улучшение видимости в камере почти до полной в результате кристаллизации тумана и его осаждения наблюдалось, как правило, в течение 1—2 мин., рассеяние же переохлажденного водного тумана без воздействия при прочих равных условиях происходило за 5—10 мин.

При температуре -22° и ниже в тумане появлялось некоторое количество кристалликов льда и без воздействия. Введение охлаждающей поверхности в смешанный туман резко ускоряло процесс его полной кристаллизации, сопровождавшийся вследствие этого ускоренным его осаждением.

Формы ледяных кристаллов, образующихся в результате воздействия на переохлажденный туман с помощью твердой углекислоты, те же, что и при их естественном образовании (рис. 40 а).

Зависимость размеров образующихся кристаллов от температуры воздуха в камере, при которой вводится хладореагент, характеризуется возрастанием размеров кристаллов с повышением температуры (рис. 40 б).

Производя сравнение размеров капель переохлажденного тумана до воздействия с размерами кристаллов, образовавшихся после воздействия на этот же туман с помощью твердой углекислоты, можно было установить, что размеры кристаллов (снежинок), образовавшихся в результате воздействия, значительно превосходят размеры капель переохлажденного тумана до воздействия (рис. 41).

Принципиальными вопросами для выяснения действия углекислоты на переохлажденный туман являются следующие: во-первых, действует ли твердая CO_2 только как источник холода при собственном испарении или играют роль и другие ее свойства и, во-вторых, как сказывается этот холод на кристаллизации тумана в объеме камеры, т. е. происходит ли замораживание капель или образование центров сублимации с последующим их ростом за счет перекачки молекул воды с капель на кристаллы.

На первый вопрос получен достаточно определенный ответ, подтверждающий предположение о том, что твердая CO_2 в процессах кристаллизации переохлажденного тумана действует только как источник холода. Это было проверено следующим об-

разом. Выпускаемая из баллона под давлением углекислота пропусклась через трубку, расположенную в переохлажденном тумане, без непосредственного доступа углекислоты в камеру даже в газообразном состоянии. Несмотря на эту предосторожность, эффект кристаллизации получался такой же, как и при внесении открытых кусочков CO_2 .

Введение в камеру с переохлажденным туманом углекислоты в виде газа при температуре тумана не приводило к его кри-

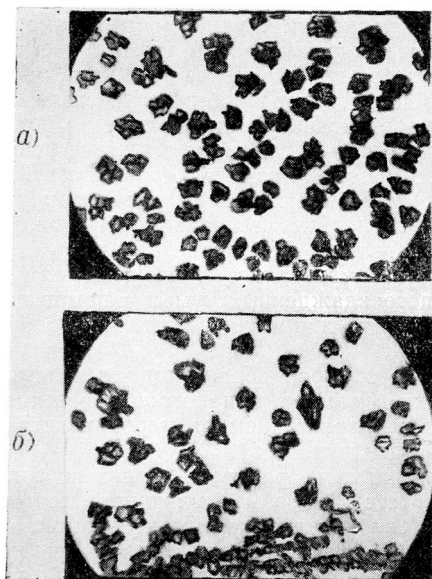


Рис. 40. Кристаллы: естественно образующиеся (а) и образующиеся под влиянием твердой CO_2 (б).

сталлизации. Следует добавить, что внесение в переохлажденный туман металлических предметов, охлажденных до температуры, значительно более низкой, чем температура тумана (порядка -40° и ниже), также вызывало кристаллизацию тумана.

Ответ на второй вопрос был получен из ряда наблюдений за процессом кристаллизации переохлажденного тумана. Измерения температуры у холодной поверхности показали, что в спокойном воздухе на расстоянии нескольких миллиметров вверх и в стороны и на расстоянии 1—2 см вниз от поверхности сухого льда температура воздуха становится равной температуре всего

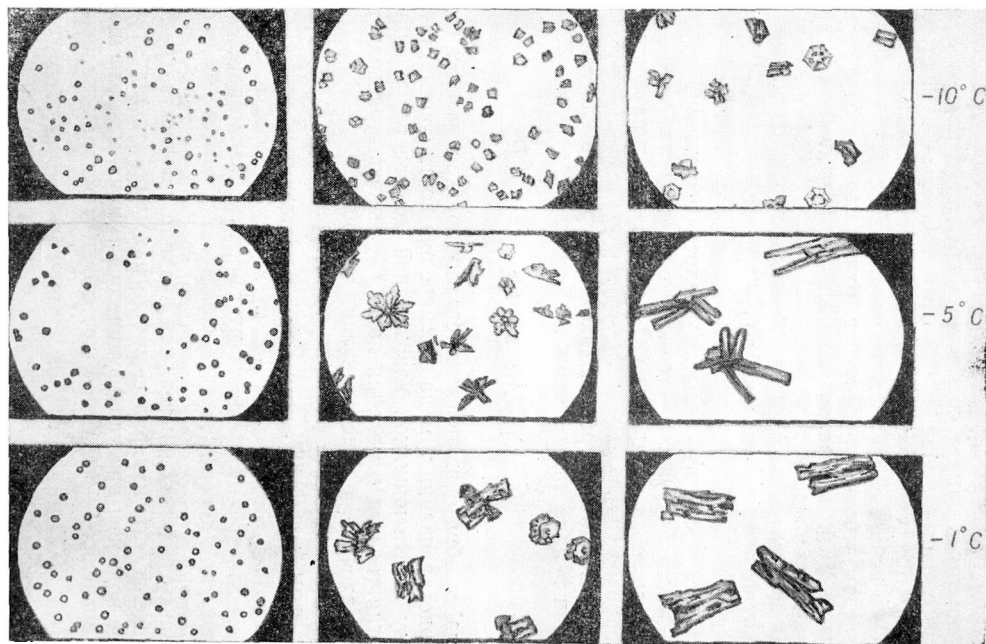


Рис. 41. Капли тумана и кристаллы льда, образовавшиеся в результате воздействия на этот туман твердой CO₂.

тумана. Зона температуры от -79 до -40° расположена только непосредственно у самой поверхности.

Влияние холода при испарении твердой CO_2 на переохлажденный туман имеет местный характер, т. е. оно проявляется вблизи самой охлаждающей поверхности. Расход углекислоты в наших опытах в камере составлял в среднем 1 мг/сек. Углекислота вносилась в туман на 10—30 сек. Отсюда следует, что общее понижение температуры за счет испарения такого количества CO_2 в используемой камере очень невелико.

Произведем простейший расчет охлаждения воздуха для этого случая. Для испарения CO_2 , вносимой в камеру, потребуется количество тепла

$$-ml_1 = Mc(t_2 - t_1),$$

где m — масса CO_2 , l_1 — скрытая теплота испарения твердой CO_2 , M — масса воздуха, c — теплоемкость воздуха, t_1 — температура в камере до испарения CO_2 , t_2 — температура в камере после испарения CO_2 .

С другой стороны, нагрев воздуха в камере в результате кристаллизации тумана определяется по формуле

$$ql_2 = Mc(t - t_2),$$

где q — масса образовавшихся кристаллов льда в граммах (при полной кристаллизации тумана в камере она почти соответствует количеству капельножидкой влаги в ней до кристаллизации), l_2 — скрытая теплота плавления льда, t — температура воздуха, установившаяся после кристаллизации тумана.

Произведя совместное решение обоих уравнений с исключением при этом t_2 , получим

$$t - t_1 = \frac{ql_2 - ml_1}{Mc}.$$

Поскольку в наших опытах, как правило, количество расходуемой углекислоты измерялось миллиграммами, что значительно меньше водности кристаллизующегося тумана, которая изменялась в пределах 4—8 г/м³, то с достаточным основанием можно принять

$$\Delta t = \frac{ql_2}{Mc}.$$

Отнеся расчет к 1 м³ воздуха при 0° , получим

$$\Delta t = q \cdot \frac{80}{1300 - 0,24} = 0,25q.$$

Повышение температуры в камере за счет тепла кристаллизации будет следующее:

Водность, г/м ³	1	2	3	4	5
Δt °С	0,25	0,5	0,75	1	1,25

Следовательно, при больших водностях порядка 4—5 г/м³ повышение температуры может достичь более 1°. В то же время охлаждение тумана в камере за счет испарения вводимой СО₂ может дать ничтожное понижение температуры во всем объеме камеры, а именно порядка сотых долей градуса. Сравнивая нагрев воздуха в результате выделения тепла кристаллизацией тумана с создаваемым искусственным охлаждением, можно убедиться, что оно не могло привести к замораживанию капель в данной камере.

Переохлажденный туман кристаллизовался в камере, как правило, в течение 10—12 сек. с момента занесения в него углекислоты. Естественно предположить, что обмен, возникающий вследствие присутствия в тумане хладореагента, приводит к соприкосновению некоторого количества капель тумана с его охлаждающей поверхностью; однако вряд ли можно предположить, что все капли тумана в камере объемом 0,25 м³ могли приблизиться за 10—12 сек. к поверхности хладореагента, имеющей площадь около 1 см², и замерзнуть при этом.

Замерзание некоторого количества капель у самой поверхности твердой углекислоты может иметь место для очень малого их числа, что не приведет к кристаллизации тумана во всей камере.

Таким образом, нет оснований делать вывод о причине кристаллизации тумана во всем объеме камеры вследствие замерзания капель у охлаждающей поверхности твердой СО₂.

Остается предположить, что кристаллизация капель обусловливается действием образующихся у холодной поверхности ледяных зародышей, природа образования которых рассматривается подробно в следующей главе. Подтверждение этого легко найти на снимках кристаллов, полученных в процессе опытов с твердой углекислотой в переохлажденном тумане (см. рис. 41). Как видно на этих рисунках, основная масса кристаллов представляет собой продукты сублимационного образования, а не замерзания капель.

Наряду с опытами в малой холодильной камере были поставлены опыты по изучению эффективности воздействия на переохлажденные туманы с помощью твердой углекислоты в закрытом помещении объемом около 280 м³, естественно охлаждаемом в зимнее время. При осуществлении этих экспериментальных работ ставились следующие задачи:

1) определить скорость распространения в тумане ледяных кристаллов в стороны от места введения хладореагента;

2) сравнить скорости естественного рассеяния капельножидкого тумана и тумана кристаллического, на которые произведено воздействие с помощью твердой углекислоты;

3) оценить минимальные нормы расхода углекислоты для полной кристаллизации тумана в данном объеме.

При проведении этих опытов температура воздуха измерялась срочными термометрами, расположенными в различных местах помещения на высоте 1,5 м. Для определения плотности тумана применялся селеновый фотоэлемент, укрепленный на станке также на высоте 1,5 м. В качестве источника света использовалась электрическая лампочка с потребляемой мощностью

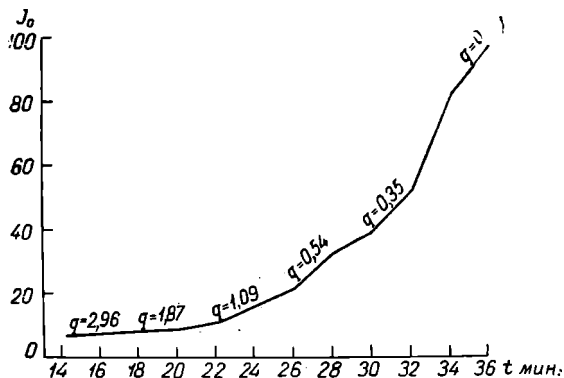


Рис. 42. Кривая уменьшения густоты тумана во времени и характеристика изменения водности тумана.

стью 30 вт, расположенная в 5,6 м от фотоэлемента на противоположной стенке помещения. Фотоэлемент был градуирован по стандартным сеткам затенения в процентах ослабления света. Оценка водности тумана производилась прибором Зайцева, а оценка размеров капель и кристаллов льда — методом микрофотографирования.

На рис. 42 приведена кривая естественного уменьшения густоты тумана во времени с одновременной характеристикой изменения водности тумана. Из этого графика можно сделать вывод, что в данном случае уменьшение густоты тумана происходило преимущественно за счет постепенного осаждения более крупных капель, дающих основной вклад в общую водность тумана.

Опыты производились в туманах при сравнительно небольших отрицательных температурах, от -1 до -5° . Несмотря на это, такие малоперехолажденные туманы начиная с температуры $-0,5^\circ$ при внесении в них твердой углекислоты всегда

быстро кристаллизовались. Всего было проведено более 50 опытов, результаты которых описаны ниже.

Опыты производились в следующем порядке. Перед образованием тумана измерялась температура в нескольких точках и производился ряд отсчетов по фотоэлементу. Затем для получения тумана в помещение пускался пар. Через несколько минут после прекращения подачи пара отсчитывалась температура воздуха, брались пробы для микрофотографирования капель и на водность тумана. Фиксирование изменения фототока до воздействия производилось через каждую минуту, а после внесения реагента — через 30 сек. После введения в туман реагента отмечалось время появления кристаллов в двух пунктах на расстоянии 9 м и брались пробы кристаллов для микрофотографирования.

Твердая углекислота вносилась в туман в плоской коробочке с площадью поверхности 50 см².

Для оценки норм расхода углекислоты, необходимой для кристаллизации тумана во всем объеме, фиксировалось время, на которое коробочка с углекислотой вносилась в камеру. Определив количество испарившейся углекислоты, можно было найти ее средний расход в единицу времени.

Наблюдения показали, что для полной кристаллизации тумана в объеме 280 м³ вполне достаточно внести заполненную СО₂ коробочку с поверхностью 50 см² за 5 сек. Скорость испарения углекислоты из такой коробочки приблизительно равна 10⁻² г/сек. Отсюда следует, что при расходе 5 · 10⁻² г твердой углекислоты на этот объем может произойти полная кристаллизация тумана. Удельный расход углекислоты при этом будет порядка 10⁻⁴ г/м³.

Т а б л и ц а 25

**Скорость распространения кристаллизации
переохлажденного тумана в зависимости
от температуры**

$t^{\circ}\text{C}$	v_p м/сек.
-1,0	0,16
-1,5	0,19
-2,0	0,22
-2,5	0,25
-3,0	0,28
-3,5	0,31
-4,0	0,34

В табл. 25 приведено время, прошедшее от момента появления кристалликов льда в месте расположения хладореагента после внесения его в туман до момента достижения распространяющимися кристаллами второй точки наблюдения. Она характеризует среднюю скорость распространения кристаллизации переохлажденного тумана в зависимости от температуры при сравнительно постоянной водности.

Из этой таблицы видно, что скорость распространения кристаллизации увеличивается с понижением температуры.

В табл. 26 приведены средние значения скорости распространения кристаллизации тумана в зависимости от его водности.

Т а б л и ц а 26

Скорость распространения кристаллизации тумана в зависимости от его водности

q г/м ³	v_p м/сек.
0,27—1,0	0,27
0,1—1,5	0,17
1,5—2	0,14

Наблюдения в естественно охлаждаемом помещении за скоростью рассеяния тумана с преобладающими размерами капель от 4—5 до 18 μ в диаметре при температурах от $-0,5$ до -5° показали, что оледеневающий туман в результате воздействия на него рассеивается значительно быстрее, чем когда он сохраняет свою фазовую однородность. В среднем искусственное рассеяние происходит быстрее в 2,2 раза. При этом среднее его время в первом случае равно 10 мин., а во втором случае — 20—25 мин.

На рис. 43 представлено несколько кривых, характеризующих скорости рассеяния туманов при воздействии на них твердой углекислоты. По оси ординат отложены изменения фототока, а по оси абсцисс — время рассеяния тумана. Начало воздействия и ускоренного рассеяния его отмечается резким перегибом кривых.

На этих графиках видно, что процесс рассеяния тумана резко ускоряется с момента начала воздействия (кристаллизации тумана) вне зависимости от величины промежутка времени от образования тумана до момента внесения в него углекислоты.

В табл. 27 приведены экспериментальные данные о времени рассеяния капельножидких туманов при воздействии на них при температурах от -1 до -5° .

Т а б л и ц а 27

Время искусственного рассеяния туманов

Преобладающий диаметр капель, μ	Время рассеяния тумана, мин.
3,4	8,0
3,8	8,5
4,1	9,5
4,7	11,0
5,1	12,5

Из таблицы следует, что туманы с большими преобладающими размерами капель рассеиваются в процессе оледенения медленнее. Это может быть объяснено тем, что при создании фазовой неоднородности тумана фактором ускорения рассеяния

его является более интенсивный процесс испарения мелких капель в пользу образовавшихся льдинок.

Для того чтобы сравнить скорость распространения кристаллизации внутри движущегося тумана со скоростью его перемещения, а также определить наименьшее расстояние от места внесения в туман твердой углекислоты до места начального визуального обнаружения ледяных частиц, зимой были поставлены опыты со специальной установкой на открытом воздухе. Последнее обеспечило естественное переохлаждение капельно-жидкого тумана. Установка состояла из трубы длиной 3 м и диаметром 15 см. У одного из концов трубы был сделан раструб, под которым на некотором расстоянии находился парообразователь. С другим концом трубы был скреплен

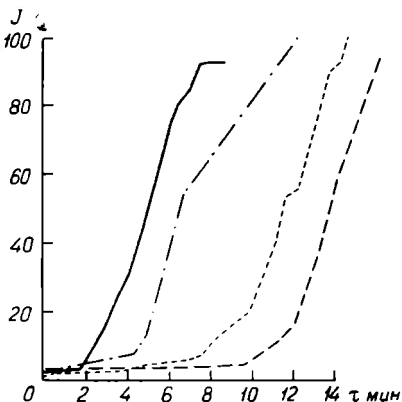


Рис. 43. Изменение густоты туманов при воздействии на них твердой CO_2 в зависимости от времени ее внесения.

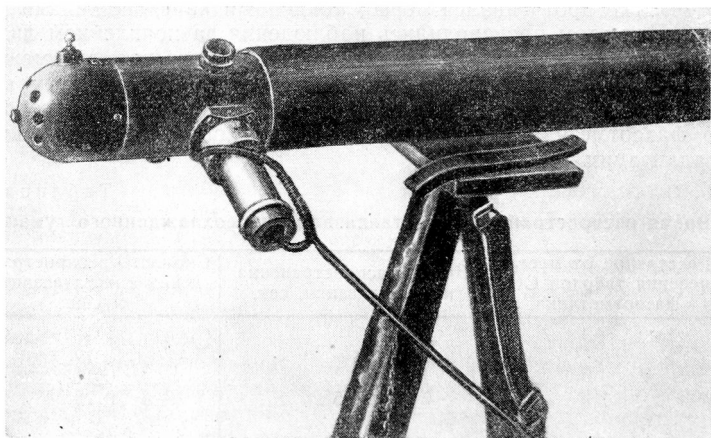


Рис. 44. Общий вид фазоотметчика.

прибор фазоотметчик (рис. 44), с помощью которого производилось визуальное обнаружение образовавшихся в протягиваемом в установке тумане кристалликов льда.

В основу этого прибора положен принцип наблюдения за кристалликами льда в проходящем пучке света. Кристаллики льда как среди капелек (смешанный туман), так и при отсутствии капель в тумане (кристаллический, ледяной туман) ярко сверкают в луче света, что дает возможность надежно устанавливать их наличие в тумане. Причиной повышенной яркости кристалликов льда в пучке света является в основном их относительно большая поверхность (по сравнению с каплями), вследствие чего количество света, зеркально отражаемого от ледяных частиц, значительно больше, чем от соседних капель. Кроме этого, особенно существенным является мерцание освещенных взвешенных льдинок, обусловленное меняющимся отражением света от колеблющихся частиц.

Для обеспечения движения тумана через трубу в головке прибора установлен малогабаритный мотор на 24 в с крыльчаткой на его оси. Для пропуска проходящего луча света в корпусе сделано отверстие, напротив которого был укреплен осветитель с тепловым фильтром. В плоскости, перпендикулярной проходящему лучу света, в корпусе сделано второе отверстие для наблюдений за состоянием частиц тумана через лупу. Внутри трубы, по которой двигался туман, через каждый метр были вмонтированы термометры, а через каждые 50 см устроены окошечки размером 1 см^2 для внесения хладореагента.

Опыты состояли в том, что углекислоту вносили на короткий промежуток в маленьких металлических коробочках внутрь трубы, где протягивался переохлажденный капельножидкий туман. При этом производились наблюдения за появлением льдинок в фазоотметчике. Установление промежутка времени между внесением в туман углекислоты и появлением кристаллов в фазоотметчике с учетом расстояния от места внесения углекислоты до фазоотметчика позволило произвести оценку времени кристаллизации (табл. 28).

Т а б л и ц а 28

Время распространения кристаллизации переохлажденного тумана

Расстояние от места внесения твердой CO_2 до фазоотметчика, м	Время распространения кристаллизации, сек.	Скорость распростра- нения кристаллизации, м/сек.
3	26	0,12
2	18	0,11
1	8,5	0,12

Исходя из того, что скорость протягивания тумана в установке составляла 0,12 см/сек., следует, что при таких скоростях переноса оледеневающего тумана время распространения кристаллизации соответствует времени его переноса.

Что касается минимального расстояния переноса, необходимого для того, чтобы ледяные частицы, образующиеся в переохлажденном тумане, в результате воздействия выросли до видимых размеров, то оказалось, что оно не превышает 10 см, а по времени соответствует долям секунды. Это проверено тем, что коробочка с углекислотой вносилась в установку на расстоянии всего 10 см от фазоотметчика, и при этом наблюдался туман уже не капельножидкий, а почти полностью кристаллический.

2. Полевые опыты

Большая холодопроизводительность в атмосфере твердой углекислоты обуславливается преимущественно ее непрерывным испарением. Поэтому задача наиболее рационального распределения испаряющейся твердой углекислоты в переохлажденном облаке или тумане и лежит в основе методики ее применения для целей воздействия на них. Обычно применяется три способа введения сухого льда с самолета.

1. Вынос наружу с летящего в облаке самолета в специальных держателях-испарителях брикетов сухого льда, испаряющегося по пути движения самолета. Вид такого испарителя показан на рис. 45.

2. Выброс из самолета сухого льда, раздробленного в зависимости от толщины облака на кусочки тех или иных размеров и испаряющегося по пути падения. Такой выброс производится или ручным способом, или с использованием приспособлений, через которые происходит вытягивание кусочков углекислоты в воздух. Иногда для этой цели применяются специальные кассеты или даже ракетницы, из которых производят отстрелы кусочками твердой углекислоты (рис. 46).

3. Введение в облако струи мелких твердых частиц углекислоты, образующихся при выпуске жидкой углекислоты из баллонов. Испарение таких частиц происходит в струе на расстоянии нескольких метров от выхода из баллона.

Первый способ применяется для переохлажденных облаков небольшой толщины (порядка 200—300 м), второй способ — в случаях, когда толщина переохлажденной части облака уже превышает 200—300 м.

Сброс дробленой твердой углекислоты в облака, как правило, производится равномерно небольшими количествами по всему пути полета. Однако иногда применяются и единовременные сбросы сравнительно больших количеств углекислоты в наиболее подходящих для этого частях облака (места с большой водностью капельножидкого облака и значительным переохлаждением).

Если не принимать во внимание первые поисковые опыты, когда в облака с самолетов обрасывались очень большие коли-

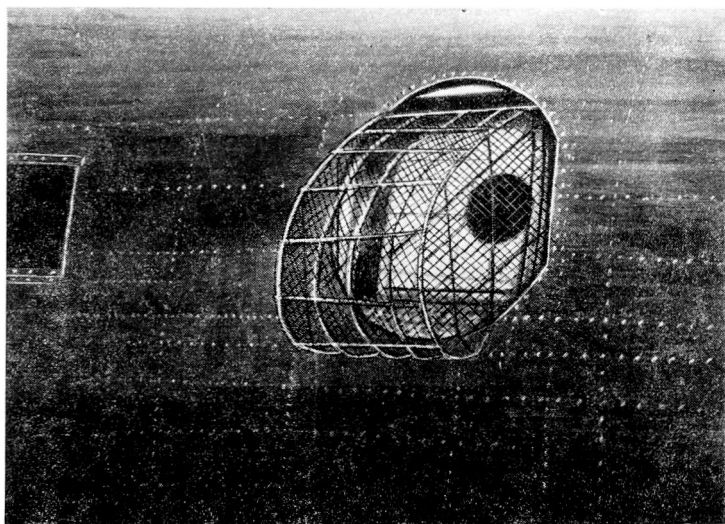


Рис. 45. Сеточная коробка для испарения твердой CO_2 непосредственно с борта самолета.

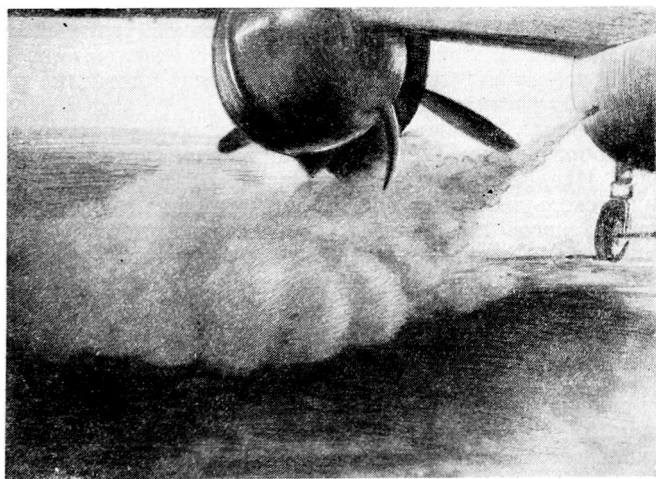


Рис. 46. Выпуск из самолета мелких частиц твердой CO_2 .

чества сухого льда (сотни килограммов), то опытными нормами затраты углекислоты для целей воздействия на облака можно считать расход ее от 100 г до 1 кг на километр расстояния воздействия.

Размер обрасываемых частиц сухого льда — от 0,5 до 2—3 см в диаметре. Сброс в большинстве случаев производится в верхнем слое переохлажденного облака или на 50—100 м выше верхней границы облака. Этим, а также толщиной переохлажденной части облака и определяются применяемые размеры кусочков углекислоты.

Одной из очень важных и сложных сторон экспериментальных исследований в области активных воздействий на облака являются методы фиксирования и оценки результатов воздействия. В этом отношении имеются большие трудности в отделении естественных процессов, протекающих в облаках, от процессов, в них искусственно вызванных. Так, осадки, выпадающие из естественно развивающегося облака, расположенного недалеко от облака, на которое производится воздействие, могут быть приняты за эффект воздействия.

Далее, при оценке искусственного рассеяния облаков ошибки могут быть допущены при недостаточном предварительном наблюдении за их развитием. Так, при воздействии на облако, находящееся в стадии разрушения, естественное рассеяние может быть принято за искусственно вызванное.

Для оценки эффекта рассеяния кучевых облаков имеет существенное значение определение времени «жизни» такого облака. В случаях, когда время жизни облака не превышает нескольких десятков минут, легко принять естественное рассеяние за результат воздействия. Учитывая это, опыты по активным воздействиям на облака обычно сопровождаются целой системой наблюдений до, во время и после опыта, что в значительной мере предохраняет от ошибок в оценке результатов воздействия.

Перед началом опытов обычно производится наблюдение за общим состоянием поля облаков, когда и намечается объект воздействия. Намеченное к обработке облако исследуется более детально. При заходе самолета в облако берутся пробы для определения фазового состояния и размеров облачных элементов и фиксируется наличие обледенения самолета, которое подтверждает капельножидкую структуру облака. После введения в облако углекислоты самолет, с которого выполнялось воздействие, несколько раз пролетает вокруг и над обработанным облаком на различных высотах. При этом ведутся наблюдения за происходящими в нем процессами рассеяния облака, изменением формы всего облака и его вершины, за появлением осадков. Полеты совершаются и внутри облака с целью обнаружения изменения микроструктуры и появления осадков внутри облака (появления и распространения в капельножидкой среде

переохлажденной части облака ледяных частиц, укрупнения капель в теплой части облака).

Опыты с использованием радарных установок дают возможность обнаруживать облака с каплями крупных размеров или снежинками, покрытыми пленкой жидкой воды. Благодаря этому наблюдения с помощью радара позволяют отличать облака, не предрасположенные в данный момент к выделению осадков, от облаков, в которых процессы, определяющие образование осадков, уже достаточно интенсивны. Применение радарных установок с самолета позволяет наблюдать процессы в значительных объемах атмосферы, что важно для оценки зависимости пространственного распространения эффекта воздействия от количественных характеристик самого воздействия.

В случае, когда опыты по воздействию проводятся над определенным районом, могут выполняться наблюдения и с земли. При этом наблюдатель отмечает состояние облаков до начала воздействия, в процессе воздействия и после него, что позволяет путем сравнения делать те или иные выводы относительно результатов воздействия. Такие наблюдения особенно важны для установления факта дождя до земли вызванных осадков, а также их характера и интенсивности, что нельзя сделать с самолета.

В качестве критерия подлинности связи обнаруживаемого эффекта с произведенным воздействием нередко можно пользоваться следующим правилом: если осадки выпадают из обработанного твердой углекислотой облака в пределах получаса после начала введения углекислоты и если в радиусе примерно 40—50 км не имеется других облаков, из которых выпадали бы осадки раньше или в течение этого получаса, тогда считают, что осадки были вызваны искусственно.

Имея в виду, что первой стадией эффекта воздействия на переохлажденное капельножидкое облако с помощью твердой углекислоты является его оледенение, для подтверждения эффекта воздействия используют возникающие оптические явления. Так, gloria (тень самолета на облаке, окруженная радужным кольцом) указывает на капельножидкое строение облака. «Нижнее солнце» на верхней границе облака свидетельствует о его кристаллической структуре. Нижнее солнце можно обнаружить в зоне воздействия и в виде светлого пятна в солнечном вертикале. Если при пробивании облака в зоне воздействия наблюдается гало вокруг солнца, то это является также признаком кристаллизации облачных элементов (рис. 47). Появление радуги под облаком в зоне воздействия указывает на наличие здесь осадков.

Следует отметить, что едва заметные изменения структуры облака обнаруживаются бесспорным образом именно благодаря оптическим явлениям (ложные солнца, светящиеся столбы и т. п.). Важно при этом то, что для оптических явлений на облаках, возникающих в результате воздействия на них, всегда ха-

раактерна исключительная яркость и интенсивность, а это свидетельствует об однородности и большой прозрачности в облаке.

По данным опытов по воздействию на облака, выполненных институтами Гидрометеорологической службы СССР, а также за рубежом, можно выделить следующие виды воздействия на переохлажденные облака и туманы с помощью твердой углекислоты.

1. Изменение микроструктуры облака. Оно проявляется в том, что в переохлажденной части облака в ре-



Рис. 47. Нижнее солнце в зоне воздействия.

зультате воздействия образуются и быстро распространяются кристаллики льда. При этом они могут расти посредством диффузии водяного пара, а также путем омерзания с переохлажденными жидкими каплями. В теплой части такого облака жидкие капельки могут расти за счет коагуляции с крупными падающими каплями, представляющими собой растаявшие льдинки, выпавшие из переохлажденной части облака.

При замерзании водяных капелек и при сублимации водяного пара на ледяных кристалликах выделяется тепло, в связи с чем температура в облаке несколько повышается (примерно $0,25^\circ$ на 1 г замерзающей воды). Это может привести к возникновению дополнительного обмена, способствующего более быстрому распространению ледяных частиц во всем переохлажденном облаке. Оледенение переохлажденного облака в результате воздействия

без выпадения частиц из облака (отсутствует рассеяние облака и выпадение осадков)— явление редкое, хотя и возможное при образовании большого количества очень мелких кристалликов льда, не достигающих до размеров частиц осадков.

2. Образование просветов в облаках и туманах. Процесс кристаллизации переохлажденного облака или тумана обычно сопровождается как его рассеянием (вследствие укрупнения и выпадения его частиц), так и уменьшением оптической плотности облака. Последнее происходит благодаря укрупнению и тем самым уменьшению числа облачных частиц. Образование просветов с видимостью земли через облако или туман происходит вначале в виде небольших зон с последующим расширением их до полных просветов шириной иногда до 4—5 км. Время образования таких просветов—несколько десятков минут. Опытным путем установлено, что толщина переохлажденного облака или тумана, рассеяние которых может быть эффективным, 700—800 м.

Рассеяние облаков и туманов при ветре со скоростью более 10 м/сек. осуществлять трудно, поскольку появляющиеся незначительные просветы в этих условиях очень быстро затягиваются. При скорости ветра 7—10 м/сек. возможно рассеяние облаков толщиной не более 300—400 м. При скорости ветра 1—3 м/сек. нередко можно получить положительный эффект и при толщине облака 400—800 м. Исходя из этого, считается, что рассеяние фронтальных облаков, сопровождающихся большими скоростями ветра, не имеет смысла. Благоприятной температурой воздуха для рассеяния облаков и туманов с помощью уголекислоты является температура -4° и ниже.

3. Выпадение осадков из облаков. Стимуляция процессов осадкообразования в облаках имела место в большом количестве опытов, хотя нередко вызванные осадки или не доходили до земли, оставаясь полосами падения, или доходили до земли в очень ограниченных, несущественных количествах. Это связано с тем, что количество осадков, которое может выпасть из облака, часто ограничивается небольшой частью содержащейся в нем воды.

Действительно, простые расчеты показывают, что при искусственном осаждении облака средней водности и толщиной около 3 км, не имеющего восполнения влаги, количество осадков не будет превышать 5 мм. Наряду с этим можно привести данные ряда опытов, в которых количество осадков из облаков в результате воздействия было более существенным. Следует иметь в виду, что хотя большинство полученных результатов воздействия связано только с тем облаком, на которое производилось воздействие, все же в ряде случаев может наблюдаться распространение эффекта с обработанного облака на другие близко расположенные облака, благодаря чему осадки будут повышенной длительности и на значительно больших площадях.

Далее, количество осадков может быть преувеличенным по сравнению с тем, которое определяется единовременным запасом воды в облаке к моменту начала их выпадения. Это связано с тем, что нередко в месте выпадения дождя имеется непрерывный приток влажного воздуха из окружающей зоны.

Т а б л и ц а 29

Опыты по воздействию с помощью твердой CO_2

Кто, где и когда проводил опыты	Объект воздействия	Характеристика результатов воздействия
Фераат Голландия, 1932	Кучевые облака	Выпадение осадков
Шеффер Америка, 1946	Слоистые облака	Выпадение осадков. Образование просветов
Пиотрович СССР, 1947	Слоисто-кучевые облака	Кристаллизация облака. Образование полос падения
Краус и Скуарз Австралия, 1947	Кучевые облака	Выпадение осадков. В отдельных случаях ускоренное вертикаль- ное развитие облаков
Никандров и Чуваев СССР, 1948	Слоисто-кучевые облака	Кристаллизация облаков. Выпадение осадков
Гайворонский и Пиот- рович СССР, 1948	Слоистые облака	Кристаллизация облаков. Образование просветов в облаках
Кинг и Хэллидей Южная Африка, 1948	Кучевые облака	Ускорение процесса. Образование осадков
Кунс и Джентри Америка, 1948	Слоистые облака	Кристаллизация и оседа- ние облаков
Кунс и Джонс Америка, 1949	Орографические слоистые облака	Изменение структуры. Образование просветов
Кунс и Джонс Америка, 1949	Кучевые облака	Задержка развития облаков
Смит Австралия, 1949	Кучевые облака	Изменение структуры
Гайворонский СССР, 1950—1952	Туманы континента	Рассеяние. Получение просветов
Никандров СССР, 1952—1953	Туманы испарения над водоемом	Кристаллизация. Частичное рассеяние
Чуваев СССР, 1954—1955	Мощные кучевые облака	Регулирование развития
Никандров и Морачев- ский СССР, 1956	Туманы Арктики	Рассеяние. Получение просветов
Балабанова, Сулакви- лидзе СССР, 1956—1958	Кучевые облака	Кристаллизация облака

При искусственном вызывании осадков речь может идти не только об общем увеличении осадков, но и об их перераспределе-
нии в нужном для человека направлении. Так, стимулируя выпадение осадков над сельскохозяйственными полями, можно на этих полях получить дополнительное количество осадков за счет

уменьшения их на территории, расположенной за полями по пути движения облаков, например на водоеме, болоте и т. п.

Вид осадков при искусственном их вызывании различен. Когда у основания облака температура воздуха больше 0° , осадки, как правило, бывают капельножидкими и в редких случаях в виде града. Когда все облако переохлаждено, то осадки состоят из ледяных кристаллов или снега. Размер частиц вызванных осадков практически не отличается от размеров частиц естественных осадков того же типа.

Из большого количества опубликованных описаний опытов по воздействию на переохлажденные облака и туманы, проведенных с помощью твердой углекислоты в СССР и других странах, в табл. 29 приведены лишь некоторые, дающие представление об истории таких исследований.

Глава V

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И НОРМЫ ПРИМЕНЕНИЯ ТВЕРДОЙ CO_2 ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ ОБЛАКА И ТУМАНЫ

1. Образование ледяных зародышей у поверхности твердой CO_2

Процессы, происходящие во влажном воздухе у поверхности внесенной в него твердой углекислоты, имеют много общего с процессами, происходящими в приборах типа камеры Вильсона. Как известно, исследования в камере Вильсона позволили выяснить многие стороны физики образования тумана. Так, например, выяснено, что в воздухе камеры, очищенном от пыли и ионов, при степени расширения более 1,4 и пересыщении водяного пара порядка 9—10 центрами образования частиц жидкой или твердой фазы воды могут служить комплексы молекул H_2O . Наряду с этим также установлено, что в камере Вильсона в очищенном от пыли и ионов влажном воздухе при снижении температуры до -39° образуются не капельки, а кристаллики льда. При этом температурная граница не зависит от степени пересыщения воздуха водяным паром (Гаупт и Гош, 1947).

Эти сведения являются особенно существенными для понимания природы действия твердой углекислоты в переохлажденных облаках и туманах.

Если в камере Вильсона понижение температуры и пересыщение достигаются предварительным резким увеличением объема, занимаемого влажным воздухом, то при внесении твердой углекислоты во влажный воздух понижение температуры достигается в результате непосредственного охлаждения воздуха у поверхности твердой углекислоты.

Согласно развитым в главе I положениям, во влажном воздухе вследствие силового молекулярного взаимодействия непрерывно происходит процесс образования и распада комплексов молекул H_2O , поэтому водяной пар в воздухе можно рассматривать как смесь нескольких паров (фракций с одинаковым числом объединившихся молекул). Каждому равновесному состоянию,

обусловливаемому определенными температурой и влажностью воздуха, отвечает вполне определенное распределение молекул по фракциям пара. При введении в переохлажденную часть облака или туман твердой углекислоты вблизи ее поверхности, имеющей температуру, более низкую по сравнению с температурой облака или тумана, создаются условия, при которых:

а) равновесный процесс взаимопревращения одиночных молекул и комплексов молекул пара претерпевает изменение с высвобождением из него значительного количества образовавшихся комплексов (предохраняются от немедленного распада);

б) вследствие резкого охлаждения у поверхности твердой CO_2 создается огромное пересыщение воздуха водяным паром, благодаря чему эти комплексы, несмотря на то что они состоят всего из нескольких молекул пара, проявляют себя как зародыши новой фазы воды, что при обычных насыщениях не могло бы иметь места;

в) комплексам молекул H_2O , находящимся в объеме воздуха начиная от поверхности твердой CO_2 до изолинии -40° , обеспечивается расположение молекул, соответствующее структуре льда. Это очень важно, так как если бы комплексы сохранили строение воды, то они быстро испарились бы в пользу более крупных капель и процесс кристаллизации облака или тумана вообще не произошел. Следовательно, влияние углекислоты было бы несущественным;

г) в результате такого резкого охлаждения воздуха и пересыщения водяного пара комплексы молекул пара, получив свойства ледяных зародышей, вырастают до тех критических размеров, при которых они уже могут, выйдя из зоны влияния твердой CO_2 , дальше расти за счет разности в упругости водяного пара над водой и над льдом в условиях нормального насыщения в переохлажденном облаке или тумане.

В кристаллохимии выделяют два явления: самопроизвольную кристаллизацию, или собственно зарождение кристаллов, и вынужденную кристаллизацию, т. е. рост кристаллов уже на готовой основе. В соответствии с этим различаются понятия «зерно» кристаллизации и «ядро» кристаллизации. В нашем рассмотрении центрами образования кристаллов льда соответственно первому определению будут комплексы молекул водяного пара, тождественные элементарным ячейкам льда, строение которых рассмотрено в главе I.

Вследствие малых размеров проявление в реальной атмосфере зерен, т. е. молекулярных комплексов ледяного строения, как центров сублимации невозможно. При создании же 20—30-кратных и более пересыщений они могут проявить себя как центры образования твердой фазы воды.

Таким образом, вначале влияние хладореагентов на переохлажденные облака и туманы в основном сводится к созданию (при низкой температуре и большом пересыщении воздуха во-

дяным паром) вблизи поверхности хладореагента благоприятных условий для образования ледяных зародышей путем «инкубации» молекулярных комплексов, т. е. перерастания зерен кристаллизации в ядра кристаллизации.

Термин «инкубация» мы вводим по аналогии с кристаллохимией. В кристаллохимии этот термин означает «выращивание» при соответствующих условиях насыщения уже существующих в растворе зародышевых образований твердой фазы, которые не могли проявить себя в этой роли до достижения определенной степени насыщения или даже пересыщения. Этим подчеркивается представление о том, что самостоятельное (без участия посторонних примесей) образование ледяных зародышей во влажном воздухе в условиях очень больших пересыщений есть процесс выращивания до критических размеров комплексов, которые при температуре ниже -40° обладают ледяной структурой.

Максимальное пересыщение водяного пара, получающееся при смешении влажного воздуха с испаряющейся углекислотой, может быть оценено по формуле Амелина

$$S = \frac{P_1 + P_2 B \left(-\frac{A}{2} \pm \sqrt{\frac{A^2}{4} - B} \right)}{\left[1 + b \left(-\frac{A}{2} \pm \sqrt{\frac{A^2}{4} - B} \right) \right] P_n}, \quad (5,1)$$

где P_1 и P_2 — давление паров в смешивающихся газовых потоках, P_n — давление насыщенного водяного пара при температуре газовой смеси, b — отношение средних молекулярных весов смешивающихся водяного пара и углекислого газа.

В свою очередь:

$$A = \frac{\Phi (T_1 - T_2) (P_1 - P_2) - 2T_1 T_2 (P_1 - P_2)}{\Phi b P_2 (T_1 - T_2) - a T_2^2 (P_1 - P_2)}, \quad (5,2)$$

$$B = \frac{\Phi a P_1 (T_1 - T_2) - b T_1^2 (P_1 - P_2)}{a b [\Phi b P_2 (T_1 - T_2) - a T_2^2 (P_1 - P_2)]};$$

здесь $\Phi = 0,503 M \lambda$, где M — молекулярный вес пара, λ — теплота испарения; $a = \frac{c_2}{c_1}$ и c_1 и c_2 — средние удельные теплоемкости смешивающихся газов.

Температура газовой смеси после смешения может быть определена формулой

$$T = \frac{T_1 + T_2 a \left(-\frac{A}{2} \pm \sqrt{\frac{A^2}{4} - B} \right)}{1 + a \left(-\frac{A}{2} \pm \sqrt{\frac{A^2}{4} - B} \right)}, \quad (5,3)$$

здесь T_1 и T_2 — абсолютные температуры смешивающихся потоков воздуха и углекислого газа.

На рис. 48 приведена кривая, рассчитанная этим путем. Она характеризует зависимость максимального пересыщения водяного пара у поверхности испаряющейся твердой углекислоты от температуры окружающего воздуха. Ограниченная этой кривой площадь соответствует области необходимых пересыщений для роста ледяных зародышей, включающих в себя 4 молекулы и более.

Пересыщение водяным паром должно происходить и в воздухе, соприкасающемся с какой-либо более холодной поверхностью. Так, если выпускать из баллонов углекислоту, находящуюся там под давлением, через металлическую трубку, то

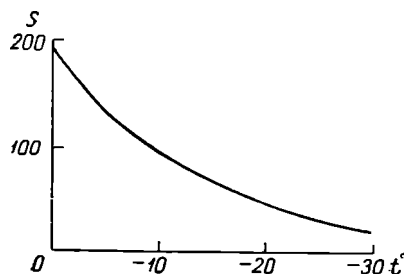


Рис. 48. Максимальное пересыщение водяного пара при соприкосновении влажного воздуха с поверхностью, имеющей температуру -78° .

стенки этой трубки примут температуру, близкую к температуре твердой углекислоты. Тогда влажный воздух, соприкасаясь с охлажденной таким образом металлической поверхностью, окажется значительно переохлажденным, хотя и несколько слабее, чем при смешении его со свободно испаряющейся в воздухе углекислотой, имеющей ту же температуру (рис. 48 и 49).

На приведенных графиках видно, что при охлаждении воздуха с помощью

твердой углекислоты вблизи нее практически все молекулярные комплексы, имеющие размеры большие, чем элементарные ячейки льда, могут играть роль ядер сублимации. Однако следует иметь в виду, что возможности роста молекулярных комплексов до критических размеров будут определяться также запасом водяного пара в объеме их распространения или существованием местных источников — капелек жидкой воды. При этом благодаря различию размеров комплексов их перерастание в зародыши облачных элементов будет избирательным. Прежде всего начнется рост более крупных комплексов. Мелкие комплексы будут расти только вблизи максимального пересыщения водяного пара, а крупные комплексы — в более широкой зоне вокруг охлаждающего кусочка твердой углекислоты.

Следует также учесть то, что ледяные зародыши, выходя из зоны охлаждения воздуха испаряющейся твердой углекислотой, имеют еще очень малые размеры (10^{-7} — 10^{-6} см), т. е. размеры меньше тех, при которых частицы становятся выпадающими (10^{-3} — 10^{-2} см). Они остаются еще некоторый срок во взвешен-

ном состоянии примерно на уровне их образования, а в случае значительной скорости вертикальных движений могут оказаться поднятыми вверх.

Для того чтобы ледяные зародыши выросли до размеров выпадающих облачных частиц, требуется наличие достаточного для этого запаса влаги. Поскольку в объеме их образования запас влаги сверх уровня насыщения над льдом в основном уже будет использован для роста зародышей до критических размеров, по-

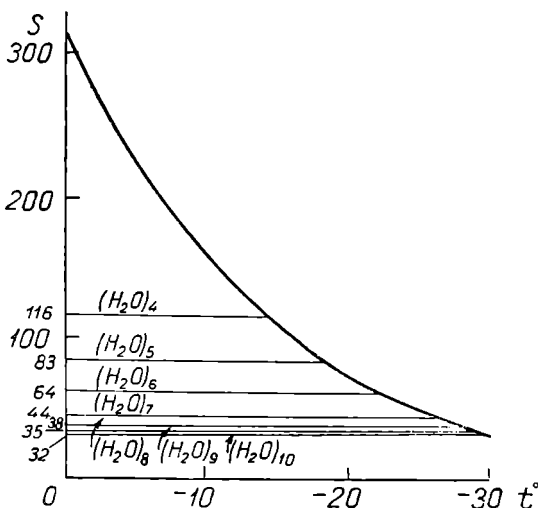


Рис. 49. Максимальное пересыщение водяного пара при охлаждении влажного воздуха при смешении его с углекислотой, имеющей температуру -78° .

стольку дальнейшее укрупнение взвешенных льдинок возможно только при условии распространения их в процессе обмена в объеме воздуха, окружающего зону непосредственного влияния углекислоты.

Если объем распространения зародышей в переохлажденной капельножидкой среде будет ограничен настолько, что запас влаги не позволит им вырасти до размеров выпадающих частиц, процесс ограничится лишь изменением агрегатного состояния облака или тумана. Если же обмен будет достаточно интенсивным, распространение зародышей произойдет в большом объеме, общий запас влаги будет достаточен для соответствующего их роста и льдинки начнут падать с последующим привлечением на себя влаги, находящейся в слоях облака, расположенных ниже объема первоначального распространения зародышей.

2. Расчеты норм расхода твердой CO_2 при методе испарения непосредственно с самолета

При испарении твердой углекислоты, внесенной во влажный воздух, происходит охлаждение прилегающих слоев воздуха, что вызывает поток тепла от воздуха к углекислоте.

Представим себе шарик углекислоты с радиусом R_y в потоке воздуха, движущемся относительно него со скоростью f (здесь для f может быть принята скорость самолета в случае испарения твердой углекислоты, укрепленной у наружной стенки летящего самолета, или скорость падения кусочка углекислоты в случае его сброса с самолета). Охлажденный воздух вблизи поверхности твердой углекислоты непрерывно заменяется свежим неохлажденным воздухом.

Такой непрерывный процесс будем рассматривать как последовательный дискретный ряд процессов охлаждения неподвижного слоя воздуха толщиной Δl , окружающего кусочек углекислоты в течение некоторого времени Δt . Допустим, что наружная граница такого слоя соответствует нормальной температуре воздуха, внутренняя — температуре поверхности твердой углекислоты. Величину Δt можно определить приближенно, исходя из соображения, что при смене воздуха, непосредственно окружающего шарик углекислоты, последний должен перемещаться на расстояние, равное своему диаметру.

Отсюда следует, что

$$\Delta t = \frac{2R_y}{f}. \quad (5.4)$$

За время Δt охлаждение воздуха распространится на расстояние Δl .

При этом

$$\Delta l = \sqrt{2a\Delta t}, \quad (5.5)$$

где a — коэффициент температуропроводности, равный $\frac{\kappa}{c}$ (κ — коэффициент теплопроводности воздуха), c — теплоемкость, отнесенная к единице объема ρc (ρ — плотность воздуха).

Подставляя в уравнение (5.5) значения a и Δt , получаем

$$\Delta l = 2 \sqrt{\frac{\kappa R_y}{cf}}. \quad (5.6)$$

Эта величина определяет толщину слоя, простирающегося от поверхности шарика углекислоты до граничной изолинии нормальной температуры воздуха.

Полагая, что в первый момент после смещения охлажденного воздуха из зоны непосредственного окружения шарика углекислоты этот воздух располагается в пространстве в виде полого микроцилиндра длиной h , равной $2R_y$, толщиной Δl при ра-

диусе внутреннего неохлажденного объема L , единичный микро-объем охлажденного воздуха будет равен

$$V_{\text{ед}} = \pi h [(L + \Delta l)^2 - L^2]. \quad (5,7)$$

Он представляет собой объем воздуха, пересыщенного водяным паром в результате резкого охлаждения у поверхности твердой углекислоты за время Δt . В этом объеме начиная с 8—10-кратного пересыщения и ниже могут образовываться мельчайшие капельки и льдинки. Расчет показывает, что общее число их в зависимости от температуры воздуха, скорости обдувания и размеров кусочков углекислоты может колебаться от 10^{14} до 10^{17} .

Инкубация комплексов молекул водяного пара в ледяные зародыши происходит не во всем объеме пересыщения, а только в части, соответствующей толщине Δl_1 , где температура не превышает -40° . Это связано с тем, что в остальной части охлажденного объема комплексы молекул, хотя и смогут несколько вырасти, но, не имея возможности приобрести структуру льда, образуют лишь мельчайшие капельки, которые, выйдя из области пересыщения, будут немедленно испаряться в пользу крупных капель.

При $R_y \gg \Delta l$, как в данном случае, толщина слоя инкубации Δl_1 может быть оценена

$$\Delta l_1 = \frac{(T_l - T_y) \Delta l}{T_b - T_y}, \quad (5,8)$$

где T_l — температура внутри охлажденного слоя на искомом расстоянии, T_b — температура воздуха вне охлаждающего влияния твердой углекислоты, T_y — температура поверхности твердой углекислоты.

Подставляя из уравнения (5,6) значение Δl , получим

$$\Delta l_1 = \frac{2(T_l - T_y) \sqrt{\pi R_y}}{(T_b - T_y) \sqrt{cf}}. \quad (5,9)$$

Подсчеты показывают, что Δl_1 для шариков твердой углекислоты радиусом от 0,25 до 10 см при скорости омывающего потока f , равной 50 м/сек., составляет около 10^{-3} см. Чем ниже температура воздуха, тем Δl_1 принимает большие значения, хотя в пределах $272-253^\circ$ абс. порядок величины Δl_1 остается один и тот же.

Единичный объем инкубации, т. е. объем влажного воздуха, охлажденного до -40° за время Δt при принятом условии (пренебрежимо малом изменении кусочка углекислоты), определяется выражением

$$V_{\text{ед. инк}} = \pi h [(R_y + \Delta l_1)^2 - R_y^2], \quad (5,10)$$

или, так как:

$$R_y \gg \Delta l_1, \quad h = 2R_y, \\ V_{\text{ед. инк}} \approx 4\pi R_y^2 \Delta l_1.$$

Размер единичного объема инкубации для шарика углекислоты весом в 1 г при скорости обдувания 50 м/сек. примерно равен $7,35 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3$, а для шарика углекислоты в 10 г — $23,1 \text{ см}^3$.

При воздействии на облака с самолета в целях равномерного заполнения облака ледяными кристаллами количество испаряемой твердой углекислоты обычно поддерживается приблизительно постоянным (восполняется по мере испарения). Поэтому в целях упрощения задачи можно считать, что общий объем инкубации, соответствующий полному времени воздействия, будет равен сумме одинаковых единичных объемов инкубации, образованных по пути движения самолета, т. е.

$$V_{\text{инк}} = \Sigma V_{\text{ед. инк}} = V_{\text{ед. инк}} \frac{100H}{R_y}, \quad (5,11)$$

где H — длина пути самолета за время воздействия в метрах; или

$$V_{\text{инк}} = \frac{4 \cdot 10^2 \pi R_y \sqrt{R_y \kappa} (T_l - T_y) H}{(T_a - T_y) \sqrt{cf}}, \quad (5,12)$$

здесь κ — коэффициент теплопроводности, отнесенный к единице объема, принят равным $5,3 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см сек. } ^\circ\text{C}$; c — теплоемкость воздуха, отнесенная к единице объема, равная $3 \cdot 10^{-4} \text{ кал/см}^3 ^\circ\text{C}$; R_y — радиус шарика углекислоты, принятый равным 1, 10, 100 см; f — скорость омывающего потока, равная $5 \cdot 10^3 \text{ см/сек.}$; T_y — температура поверхности твердой углекислоты (194° абс.); T_l — температура воздуха внутри охлажденного слоя, в среднем равная -213° абс. ; T_a — температура воздуха вне охлаждающего влияния углекислоты.

Приведенные в табл. 30 суммы инкубационных объемов, приходящихся на 1 м полета, рассчитаны по формуле

$$V_{\text{инк}H=1} = 2 \cdot 10^2 \pi R_y \Delta l_1. \quad (5,13)$$

Т а б л и ц а 30

**Сумма инкубационных объемов (см³)
для шариков твердой СО₂ различных размеров
при некоторых температурах воздуха
(на 1 м полета)**

Температура воздуха	Радиус шарика, см		
	0,1	1,0	10
—1	0,0366	1,16	35,6
—5	0,0386	1,22	38,5
—10	0,0414	1,30	41,3
—15	0,0446	1,40	44,5

В этих объемах соответственно той или иной температуре воздуха находится определенное количество водяного пара, что обуславливает естественное ограничение числа зародышей, вырастающих до критических размеров. Под критическим размером здесь понимается тот размер, имея который ледяной кристаллик по выходе в переохлажденном водном облаке из зоны значительного пересыщения у поверхности твердой CO_2 будет не испаряться, а продолжать расти вследствие разности насыщения над водой и над льдом (табл. 31).

Таблица 31

Массы зародышей льдинок, имеющих критические размеры

Темпера- тура воздуха	—1	—2	—3	—4	—5	
Масса ча- стицы (сфе- рической), г	$1,80 \cdot 10^{-15}$	$7,68 \cdot 10^{-16}$	$3,74 \cdot 10^{-16}$	$1,85 \cdot 10^{-16}$	$1,01 \cdot 10^{-16}$	
Темпера- тура воздуха	—10	—15	—20	—25	—30	—40
Масса ча- стицы (сфе- рической), г	$1,66 \cdot 10^{-17}$	$4,75 \cdot 10^{-18}$	$2,72 \cdot 10^{-18}$	$1,55 \cdot 10^{-18}$	$0,67 \cdot 10^{-18}$	$0,56 \cdot 10^{-19}$

Условием достаточности массы водяного пара является

$$Q \geq Q_{кр},$$

где $Q_{кр}$ — количество водяного пара в объеме инкубации, необходимое для роста молекулярных комплексов до критических размеров ледяных зародышей; Q — количество водяного пара, которое может быть использовано для этого (табл. 32).

$$Q = Q_i + Q_f,$$

здесь Q_i — количество водяного пара, соответствующее разности между насыщающим количеством пара при температуре воздуха вне охлаждающего влияния твердой углекислоты и насыщающим количеством водяного пара при температуре воздуха в объеме инкубации (создающееся пересыщение); Q_f — количество водяного пара, соответствующее разности между насыщающими количествами водяного пара над водой и над льдом при температуре воздуха в объеме инкубации.

Вследствие малой толщины слоя инкубации капельножидкую часть влаги в нем в расчет не принимаем. Значение температуры в объеме инкубации считаем равным среднему между температурой поверхности углекислоты и температурой на внешней границе инкубационного объема, т. е. -60° .

В свою очередь:

$$Q_t = q_t V_{\text{инк}},$$

$$Q_f = q_f V_{\text{инк}}.$$

Величины q_t и q_f представляют собой удельные значения соответствующих составляющих влагосодержания в единице объема воздуха.

Таблица 32

Количество водяного пара, которое может быть использовано для роста ледяных зародышей

$t^{\circ} \text{C}$	-1	-2	-3	-4	-5	-10	-15	-20
$q_t \text{ г/м}^3$	4,53	4,22	3,93	3,66	3,41	2,36	1,60	1,08
$q_f \text{ г/м}^3$	0,04	0,08	0,10	0,13	0,16	0,22	0,21	0,21
$q_t + q_f \text{ г/м}^3$	4,57	4,30	4,03	3,79	3,57	2,58	1,81	1,29

Тогда

$$Q = V_{\text{инк}} (q_t + q_f).$$

Далее

$$Q_{\text{кр}} = N_{\text{л.з}} (m_{\text{кр}} - m_n),$$

где $N_{\text{л.з}}$ — число ледяных зародышей, вырастающих в объеме инкубации до критических размеров; $m_{\text{кр}}$ — масса частицы критического размера; m_n — начальная масса комплекса молекул водяного пара, проявляющегося в качестве зародыша новой фазы.

Учитывая, что $m_{\text{кр}} \gg m_n$, можно принять для всех зародышей

$$Q_{\text{кр}} = N_{\text{л.з}} m_{\text{кр}}.$$

Соответственно

$$N_{\text{л.з}} m_{\text{кр}} = V_{\text{инк}} (q_t + q_f), \quad (5,14)$$

откуда

$$N_{\text{л.з}} = \frac{V_{\text{инк}} (q_t + q_f)}{m_{\text{кр}}}$$

или на 1 м полета (табл. 33)

$$N'_{\text{л.з}} = V_{\text{инк} H=1} \frac{q_t + q_f}{m_{\text{кр}}}. \quad (5,15)$$

Область такого распространения к моменту перехода льдинок из взвешенного состояния в состояние выпадающих частиц можно представить в виде цилиндра с длиной L (в метрах), равной

пути перемещения твердой углекислоты, в данном случае пути самолета во время воздействия. Радиус такого цилиндра может быть определен по известной из теории диффузии формуле

$$L^2 = 4D\tau, \quad (5,16)$$

где D — коэффициент турбулентной диффузии (среднее его значение для высот уровня облаков принимаем равным $10^5 \text{ см}^2/\text{сек.}$), τ — время распространения зародышей в направлении, перпендикулярном пути самолета.

Объем области заполнения воздуха ледяными зародышами

$$V_3 = \pi L^2 H,$$

или

$$V_3 = 4\pi D\tau H. \quad (5,17)$$

Т а б л и ц а 33

Число образующихся при воздействии ледяных зародышей, отнесенное к 1 м полета

Температура воздуха	Радиус шарика, см			
	0,1	1,0	10	100
—1	$1,04 \cdot 10^8$	$3,31 \cdot 10^9$	$1,04 \cdot 10^{12}$	$3,30 \cdot 10^{12}$
—5	$1,36 \cdot 10^9$	$4,31 \cdot 10^{10}$	$1,36 \cdot 10^{12}$	$4,31 \cdot 10^{12}$
—10	$6,45 \cdot 10^9$	$2,02 \cdot 10^{11}$	$6,41 \cdot 10^{12}$	$2,02 \cdot 10^{13}$
—15	$1,70 \cdot 10^{10}$	$5,34 \cdot 10^{11}$	$1,70 \cdot 10^{13}$	$5,34 \cdot 10^{13}$

Общее количество влаги Q' , которое перейдет на ледяные кристаллы при их росте, составит из воды жидких капель в этом объеме и водяного пара соответственно разности насыщения над водой и над льдом при данной температуре, т. е.

$$Q' = 4\pi D\tau H (q_{\text{к.ж}} + q_f),$$

где $q_{\text{к.ж}}$ — количество капельножидкой влаги в единице объема (водность облаков в г/м^3).

Количество влаги, необходимое для того, чтобы ледяные зародыши могли вырасти до размеров выпадающих частиц, равно

$$Q'_{\text{кр}} = N_{\text{л.з}} m(V),$$

где $m(V)$ — масса льдинки, имеющей размер частицы осадков. Очевидно, что для выхода частиц из взвешенного состояния необходимо, чтобы

$$Q' \geq Q'_{\text{кр}}$$

или

$$N_{\text{л.з}} m(V) = 4\pi D\tau H (q_{\text{к.ж}} + q_f). \quad (5,18)$$

Имея это соотношение, представляется возможным определить время начала вызванных осадков внутри облака. Для этой цели отнесем количество влаги Q' к 1 м полета

$$Q'_{H=1} = 4\pi D\tau (q_{\text{к.ж}} + q_f).$$

Тогда

$$N'_{\text{л.з}} m(V) = 4\pi D\tau (q_{\text{к.ж}} + q_f), \quad (5,19)$$

где $N'_{\text{л.з}}$ — число ледяных зародышей, приходящихся на 1 м полета.

Время появления осадков внутри облака после начала воздействия (табл. 34) определяется по формуле

$$\tau_{\text{ос}} = \frac{N'_{\text{л.з}} m(V)}{4\pi D (q_{\text{к.ж}} + q_f)}, \quad (5,20)$$

в данном случае m принято равным 10^{-9} г.

Таблица 34

Время появления осадков внутри облака после начала воздействия, мин.

Темпера- тура воздуха	Водность, г/м³											
	0,1			0,5			1,0			2,0		
	Вес шарика, г											
	1	10	100	1	10	100	1	10	100	1	10	100
—1	0,3	10	31,4	0,08	2,6	8,1	0,04	1,32	4,2	0,02	0,7	2,2
—5	2,2	70	220	0,9	27,4	86,4	0,5	15,5	49,1	0,26	8,3	26,4
—10	8,4	265	836	3,7	118	382	2,2	69,7	218	1,2	35,5	120
—15	22,8	728	2280	10	316	995	6,0	187	595	3,2	102	320

Получив значение $\tau_{\text{ос}}$, можно определить расстояние L радиального распространения ледяных зародышей

$$L = 2\sqrt{D\tau_{\text{ос}}}. \quad (5,21)$$

Протяженность фронта (табл. 35) их распространения в горизонтальной плоскости, соответствующая целесообразным дистанциям между линиями полета при неоднократных заходах самолета в облако для воздействия, будет равна

$$\Phi_p = 2L = 4\sqrt{D\tau_{\text{ос}}}. \quad (5,22)$$

Площадь распространения льдинок, образовавшихся в облаке за один заход самолета при воздействии, будет равна

$$\Pi = 4H\sqrt{D\tau_{\text{ос}}}, \quad (5,23)$$

где H — длина пути самолета.

При нескольких заходах самолета в облако для воздействия,

в случае если между линиями движения самолета будет соблюдаться необходимая дистанция для того, чтобы области заполнения взвешенными кристаллами не перекрывались, площадь их распространения будет увеличиваться соответственно увеличению числа заходов.

Таблица 35

Протяженность фронтов распространения зародышей, м

Темпера- тура воздуха	Водность, г/м³											
	0,1			0,5			1,0			2,0		
	Вес шарика, г											
	1	10	100	1	10	100	1	10	100	1	10	100
—1	55	307	548	28	156	279	16	113	161	14	80	144
—5	145	816	1450	91	512	911	69	387	687	50	283	503
—10	283	1600	2830	189	1050	1890	145	820	1450	108	607	1080
—15	469	2640	4680	309	1750	3090	237	1340	2370	175	990	1750

Как указывалось ранее, рост взвешенных льдинок происходит при их распространении в объеме, окружающем область инкубации.

При данной водности облака и температуре воздуха в этом объеме имеется определенный запас влаги для роста зародышевых кристаллов. Если объем такого распространения окажется настолько мал, что общий запас влаги не позволит им вырасти до размеров выпадающих частиц, процесс ограничится лишь изменением агрегатного состояния облачных элементов, т. е. произойдет только полная кристаллизация капельножидкой влаги, не приводящая к быстрому падению ледяных частиц через облако. Если же объем распространения зародышей во взвешенном состоянии будет настолько велик, что запас влаги в нем будет достаточен для соответствующего роста льдинок, они начнут выпадать из него. При этом прекратится увеличение горизонтальной протяженности объема распространения на уровне взвешенного состояния льдинок.

Таким образом, если обозначить объем распространения V_z , а объем переохлажденной части облака V_x , то при

$$V_z \geq V_x$$

более вероятна полная кристаллизация этой части облака без осадков, а при

$$V_z < V_x$$

более вероятна частичная кристаллизация облака и осадки.

Соотношение числа ледяных зародышей и переохлажденных капель, благоприятное для их массового роста до размеров выпадающих частиц, лежит в пределах от 0,1 до 0,01.

Объем распространения, отнесенный к 1 м полета, равен

$$V_{zH=1} = \frac{Q'_{кр}}{q_{к.ж} + q_f},$$

или

$$V_{zH=1} = \frac{N'_{л.з} m(V)}{q_{к.ж} + q_f}. \quad (5,24)$$

Общий объем распространения окажется равным

$$V_z = V_{zH=1} H. \quad (5,25)$$

В случае нескольких заходов самолета в облако для воздействия, как мы уже говорили ранее, при сохранении необходимой дистанции между линиями заходов общий объем распространения ледяных зародышей соответственно увеличится. По найденной формуле можно ориентировочно дать оценку нормы расхода углекислоты при воздействии для получения того или иного эффекта (рассеяния облака, вызывания осадков) при определенных температурах воздуха и запасах влаги в облаке. Такой расчет применим в первую очередь при воздействии на переохлажденные водные облака небольшой вертикальной мощности, а также при воздействии на переохлажденные водные туманы.

3. Расчеты норм расхода твердой CO_2 при методе сброса кусочков с самолета

Прежде всего произведем расчет объемов инкубации, соответствующих полному времени испарения шариков твердой CO_2 в потоке воздуха при их сбросе с самолета.

По пути падения, который обозначим Z , радиус шарика углекислоты будет меняться вследствие испарения от первоначального значения R_y до 0. Соответственно будет уменьшаться Δl и Δl_1 , так что при $R_y = 0$ $\Delta l = \Delta l_1 = 0$.

Сумму микрообъемов инкубации, последовательно уменьшающихся на пути L , принимая во внимание, что $Z \gg h$, можно с допустимой степенью приближенности рассматривать как объем полого конуса длиной Z . За расчетный радиус такого конуса принимается начальный радиус шарика R_y и соответствующее ему начальное Δl_1 так же, как и в случае расчета норм расхода твердой CO_2 при испарении с самолета.

Тогда

$$V_{инк} = \frac{\pi Z}{3} [(R_y + \Delta l_1)^2 - R_y^2],$$

или

$$V_{инк} \approx \frac{2}{3} \pi Z R_y \Delta l_1.$$

Длина пути, на котором происходит полное испарение шарика углекислоты, будет

$$Z = f\tau_n,$$

где τ_n — время полного испарения кусочка углекислоты.

В свою очередь, согласно работам Шифрина и Гордона (1953), это время в минутах равно

$$\tau_n = \sqrt{\frac{\varepsilon m_y}{f}}, \quad (5,26)$$

где m_y — масса шарика углекислоты, f — скорость омывающего потока (в данном случае f — скорость падения кусочка углекислоты), ε — численный коэффициент.

Выражая τ_n в секундах и переходя к весовым единицам, получим

$$\tau_n = 60 \sqrt{\frac{\varepsilon P_y}{g}},$$

где P_y — вес кусочка углекислоты, g — ускорение силы тяжести. Тогда

$$Z = 60 \sqrt{\frac{\varepsilon P_y f}{fg}}$$

и

$$V_{\text{инк}} = 40\pi R_y \Delta l_1 \sqrt{\frac{\varepsilon P_y f}{g}}.$$

Подставляя значение Δl_1 , будем иметь

$$V_{\text{инк}} = 80\pi R_y^{\frac{3}{2}} \sqrt{\frac{\varepsilon P_y}{cg}} \frac{T_e - T_y}{T_b - T_y}.$$

Поскольку

$$R_y = \sqrt[3]{\frac{3V_{\text{ш}}}{4\pi}},$$

где $V_{\text{ш}}$ — объем шарика углекислоты, следовательно,

$$R_y^{\frac{3}{2}} = \sqrt{\frac{3V_{\text{ш}}}{4\pi}}.$$

Считая

$$V = \frac{P_y}{\gamma},$$

где γ — удельный вес твердой углекислоты (1,35—1,40), получим

$$R_y^{\frac{3}{2}} = \sqrt{\frac{3P_y}{4\pi\gamma}}.$$

$$V_{\text{инк}} = 80\pi \sqrt{\frac{3\epsilon\kappa}{4\pi c g \gamma}} \frac{T_l - T_y}{T_b - T_y} P_y. \quad (5,27)$$

Подставим численные значения входящих в эту формулу параметров: κ — коэффициент теплопроводности воздуха; c — удельная теплоемкость воздуха; γ — удельный вес твердой углекислоты, равный $1,4 \text{ г/см}^3$; g — ускорение силы тяжести, равное 981 см/сек.^2 ; ϵ — параметр, имеющий размерность см сек/г , по порядку величины равный 10^{-6} ; T_y — температура поверхности твердой углекислоты, равная -79° или 194° абс.; T_l — температура воздуха внутри охлажденного слоя на расстоянии Δl от поверхности углекислоты, равная -40° или 233° абс. Получим расчетную формулу

$$V_{\text{инк}} = 1,71 \cdot 10^4 \frac{P_y}{T_b - 194}, \quad (5,28)$$

где численное выражение $1,71 \cdot 10^4$ является размерной величиной.

Производя по этой формуле расчеты, получаем значения инкубационных объемов (табл. 36) в переохлажденном облаке при испарении в нем шариков твердой углекислоты различных размеров (для некоторых температур воздуха).

Таблица 36

Размеры инкубационных объемов, см^3

Температура воздуха	Вес шарика, г				
	0,01	0,1	1	5	10
—1	2,16	21,6	$2,16 \cdot 10^2$	$1,08 \cdot 10^3$	$2,16 \cdot 10^3$
—5	2,28	22,8	$2,28 \cdot 10^2$	$1,14 \cdot 10^3$	$2,28 \cdot 10^3$
—10	2,44	24,4	$2,44 \cdot 10^2$	$1,22 \cdot 10^3$	$2,44 \cdot 10^3$
—15	2,63	26,3	$2,63 \cdot 10^2$	$1,31 \cdot 10^3$	$2,63 \cdot 10^3$
—20	2,85	28,5	$2,85 \cdot 10^2$	$1,44 \cdot 10^3$	$2,85 \cdot 10^3$

Подставляя значение $V_{\text{инк}}$ и принимая Q в соответствующих единицах г/см^3 , получим

$$N_{\text{л.з}} = \frac{1,71 \cdot 10^{-2} (q_t + q_f) P_y}{m_{\text{кр}} (T_b - 194)}. \quad (5,29)$$

По этой формуле можно определить количество ледяных зародышей, способных вырасти в объеме инкубации до тех разме-

ров, при которых возможен их дальнейший рост уже вне области охлаждающего влияния твердой углекислоты (табл. 37).

Таблица 37

Количество ледяных зародышей, образующихся в результате полного испарения шариков твердой CO_2 различных размеров

Температура воздуха	Вес шарика, г				
	0,01	0,1	1	5	10
—1	$5,5 \cdot 10^9$	$5,5 \cdot 10^{10}$	$5,5 \cdot 10^{11}$	$2,78 \cdot 10^{12}$	$5,55 \cdot 10^{12}$
—5	$7,3 \cdot 10^{10}$	$7,3 \cdot 10^{11}$	$7,3 \cdot 10^{11}$	$3,63 \cdot 10^{13}$	$7,26 \cdot 10^{13}$
—10	$3,4 \cdot 10^{11}$	$3,4 \cdot 10^{12}$	$3,4 \cdot 10^{13}$	$1,71 \cdot 10^{14}$	$3,42 \cdot 10^{14}$
—15	$9,0 \cdot 10^{11}$	$9,0 \cdot 10^{12}$	$9,0 \cdot 10^{13}$	$4,52 \cdot 10^{14}$	$9,04 \cdot 10^{14}$
—20	$1,2 \cdot 10^{12}$	$1,2 \cdot 10^{13}$	$1,2 \cdot 10^{14}$	$6,18 \cdot 10^{14}$	$1,22 \cdot 10^{15}$

Привлекая экспериментальные данные о скорости падения твердых сферических частиц, рассчитанные Н. С. Шишкиным по формуле

$$R_y^3 f_{\text{cp}} = \frac{L}{5,8 \cdot 10^6},$$

где f_{cp} — средняя скорость падения шариков углекислоты с радиусами R_y , можно определить расстояния полного их испарения $Z(R_y)$, которые будут соответствовать вертикальной протяженности инкубационных объемов (табл. 38).

Таблица 38

Путь падения шариков твердой CO_2 до полного испарения

P_y г	0,734	0,975	1,33	1,77	2,19	2,68
$Z(R_y)$ м	100	150	200	250	300	350
P_y г	3,36	4,00	4,88	5,87	6,81	7,80
$Z(R_y)$ м	400	450	500	550	600	650
P_y г	9,15	10,4	11,8	13,5	15,4	17,1
$Z(R_y)$ м	700	750	800	850	900	950
						1000

Общее число ледяных зародышей, образующихся в переохлажденной части облака по пути падения кусочков углекислоты соответствующих размеров за время полного их испарения, приведено в табл. 39.

Число ледяных зародышей

Путь падения, м	Температура воздуха				
	—1	—5	—10	—15	—20
100	$4,07 \cdot 10^{11}$	$5,33 \cdot 10^{12}$	$2,51 \cdot 10^{13}$	$6,64 \cdot 10^{13}$	$8,95 \cdot 10^{13}$
200	$7,39 \cdot 10^{11}$	$9,65 \cdot 10^{12}$	$4,55 \cdot 10^{13}$	$1,21 \cdot 10^{14}$	$1,62 \cdot 10^{14}$
300	$1,22 \cdot 10^{12}$	$1,59 \cdot 10^{13}$	$7,49 \cdot 10^{13}$	$1,98 \cdot 10^{14}$	$2,67 \cdot 10^{14}$
400	$1,86 \cdot 10^{12}$	$2,44 \cdot 10^{13}$	$1,15 \cdot 10^{14}$	$3,04 \cdot 10^{14}$	$4,10 \cdot 10^{14}$
500	$2,70 \cdot 10^{12}$	$3,54 \cdot 10^{13}$	$1,67 \cdot 10^{14}$	$4,41 \cdot 10^{14}$	$5,94 \cdot 10^{14}$
600	$3,78 \cdot 10^{12}$	$4,95 \cdot 10^{13}$	$2,33 \cdot 10^{14}$	$6,16 \cdot 10^{14}$	$8,31 \cdot 10^{14}$
700	$5,08 \cdot 10^{12}$	$6,65 \cdot 10^{13}$	$3,13 \cdot 10^{14}$	$8,28 \cdot 10^{14}$	$1,12 \cdot 10^{15}$
800	$6,53 \cdot 10^{12}$	$8,53 \cdot 10^{13}$	$4,02 \cdot 10^{14}$	$1,06 \cdot 10^{15}$	$1,44 \cdot 10^{15}$
900	$8,60 \cdot 10^{12}$	$1,12 \cdot 10^{14}$	$5,29 \cdot 10^{14}$	$1,40 \cdot 10^{15}$	$1,88 \cdot 10^{15}$
1000	$1,10 \cdot 10^{13}$	$1,44 \cdot 10^{14}$	$6,78 \cdot 10^{14}$	$1,79 \cdot 10^{15}$	$2,42 \cdot 10^{15}$

Поскольку образование ледяных зародышей может иметь место только в переохлажденной части капельножидкого облака, вертикальная протяженность которой в табл. 39 обозначена Z_0 , постольку полезно используемый размер сбрасываемых кусочков углекислоты будет соответствовать условию

$$Z(R_y) \leq Z_0.$$

По мере испарения падающих кусочков твердой CO_2 число образующихся ледяных зародышей уменьшается до нуля. Вследствие этого объем их распространения во взвешенном состоянии принимает форму конуса. Диаметр основания такого конуса будет равен фронту распространения зародышей от первого сверху единичного объема инкубации. Естественно считать, что при последовательном сбросе с самолета многих кусочков углекислоты частота сброса должна определяться расстояниями, соответствующими значениям этого фронта. В более низких слоях облака, в которых образование ледяных зародышей будет происходить более ограниченно, число их дополнится ледяными кристалликами, падающими из вышележащих слоев.

Ранее, при рассмотрении метода воздействия путем испарения твердой углекислоты была определена протяженность фронтов распространения зародышей (см. табл. 35). Так как за расстояние между сбросами мы принимаем протяженность фронта распространения от первого сверху единичного объема инкубации, то данные этой таблицы могут быть приняты для определения частоты сброса на линии движения самолета.

Обозначим расстояние между сбросами по линии полета самолета при воздействии через $L_{м.с.}$, а расстояние между линиями полета — через $L_{м.п.}$

Исходя из того, что распространение зародышей во все стороны в общем одинаково, следует, что эти величины применимы и к расстояниям между линиями полетов самолета при неоднократных заходах его в облако для воздействия. Отсюда за элементарную площадку обсева облака дробленной углекислотой можно принимать площадь $L_{м.с}^2$. Причем, поскольку величина $L_{м.с}$ при прочих равных условиях зависит от концентрации зародышей в источнике, учащение сброса по сравнению с $L_{м.с}$ или сброс более крупных кусочков, чем положено для данного $L_{м.с}$, приведет к увеличению требуемого расстояния между линиями полетов самолета в облаке.

Применимо условие постоянства величины элементарной площадки обсева облака кусочками углекислоты для данной температуры воздуха и водности облака, а именно:

$$L_{м.с} L_{м.п} = \text{const.}$$

Следует отметить, что это условие сохраняется и для метода непосредственного испарения углекислоты с летящего самолета. При прочих равных условиях чем больше испаряется углекислоты, тем больше будет потребное расстояние между линиями полетов самолета при воздействии. Что касается времени от начала воздействия до выпадения осадков, то оно будет расти пропорционально увеличению фронта распространения зародышей, что также вытекает из предыдущих расчетов.

4. Расчет норм расхода твердой CO_2 при методе выпуска ее из баллона

В баллонах жидкая углекислота находится под давлением 60 атм. При выходе из баллона она испаряется. Часть ее при этом рассеивается в виде газа, часть же сублимируется за счет теплоты испарения в частицы твердой углекислоты весом порядка 1 мг и меньше. Имея в виду, что в баллоне находится 20 кг жидкой углекислоты, из которых в твердое состояние переходит 20—25%, считается, что из одного баллона можно получить до 5 кг твердой углекислоты.

В стационарных условиях частицы твердой углекислоты, оставаясь видимыми, распространяются от баллона в воздух в виде конусообразной струи длиной 2—3 м. При полном открытии вентиля баллон опорожняется в среднем за 7 мин. Таким образом, за 1 сек. у баллона должно образоваться около 12 г твердой углекислоты. Принимая массу образующихся частиц равной 1 мг, получаем, что каждую секунду у баллона будет образовываться около $1,2 \cdot 10^4$ частиц твердой углекислоты. Концентрацию их по пути распространения можно оценить, учитывая при воздействии с самолета скорость полета самолета (перемещения баллона, из которого выпускается углекислота), при воз-

действии с земли — скорость самой струи, а при наличии специального поддува — также скорость поддува.

Так, при скорости перемещения самолета 50 м/сек. на каждый метр фронта распространения будет приходиться $2,4 \cdot 10^2$ частиц твердой углекислоты с массой в 1 мг или на 1 см — 2,4 частицы. Линейная протяженность принятых нами частиц примерно соответствует 1 мм. Следовательно, отрезок пути самостоятельного действия каждой частицы составит около 4 мм. При меньших скоростях перемещения линейная укладка частиц будет более плотной. Однако следует иметь в виду, что в струе имеется поперечный разброс частиц углекислоты, вследствие чего изложенный подсчет является только ориентировочным. Внутри струи частицы твердой углекислоты испаряются, благодаря чему во влажном воздухе вблизи них создаются индивидуальные микрообъемы инкубации ледяных зародышей.

Таким образом, струя испаряющихся частиц твердой углекислоты может рассматриваться как суммарный источник ледяных зародышей из водяного пара воздуха. При этом, учитывая малую протяженность струи по сравнению с фронтом диффузного распространения ледяных частиц в переохлажденном облаке или тумане, можно этот источник зародышей принимать линейным. Для того чтобы ледяные зародыши могли вырасти до критических размеров, требуется, чтобы в струе суммарный объем инкубации не превышал объема влажного воздуха, входящего в струю совместно с кристалликами углекислоты. Наличие в струе некоторого поперечного разброса частиц (см. рис. 46) вполне это обеспечивает.

Количество частиц твердой углекислоты, а значит и число образующихся ледяных зародышей в облаке или тумане могут меняться в зависимости от скорости выпуска углекислоты.

В табл. 40 приводятся данные, характеризующие эту зависимость. При расчете их принималось равномерное распределение расхода углекислоты за время выпуска.

Таблица 40

Число частиц твердой CO_2 , образующихся при различных скоростях выпуска жидкой CO_2 из баллонов

Время полного опорожнения баллона, мин.	7	10	15	20	60
Количество твердой CO_2 , образующейся за 1 сек., г	12,0	8,3	5,5	4,2	1,4
Число частиц твердой CO_2 (масса 1 мг), образующихся за 1 сек.	$1,2 \cdot 10^4$	$8,3 \cdot 10^3$	$5,5 \cdot 10^3$	$4,2 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^3$

Используя формулы (5,10) и (5,11), можно оценить размеры индивидуальных инкубационных объемов V' , суммирующихся в результате полного испарения каждой частицы твердой угле-

кислоты, а также число ледяных зародышей N' , формирующихся в них.

Таблица 41

Величины V' и N'

$t^{\circ} \text{C}$	-1	-5	-10	-15	-20
$V' \text{ см}^3$	0,216	0,288	0,244	0,263	0,285
N'	$5,6 \cdot 10^8$	$7,3 \cdot 10^9$	$3,4 \cdot 10^{10}$	$9,0 \cdot 10^{10}$	$1,2 \cdot 10^{11}$

Имея данные табл. 40 и 41, можно легко рассчитать величины суммарных объемов инкубации, образующихся при секундном выходе углекислоты из неподвижного баллона за различное время опорожнения баллона, и соответственно количество ледяных зародышей для этих же условий. Эти данные приведены в табл. 42.

Таблица 42

Количество ледяных зародышей, образующихся за 1 сек. при выпуске CO_2 из неподвижного баллона во влажный воздух

Время опорожнения баллона, мин.	Температура воздуха				
	-1	-5	-10	-15	-20
7	$1,4 \cdot 10^{12}$	$2,0 \cdot 10^{13}$	$8,9 \cdot 10^{13}$	$2,8 \cdot 10^{14}$	$4,1 \cdot 10^{14}$
10	$1,0 \cdot 10^{12}$	$1,4 \cdot 10^{13}$	$6,8 \cdot 10^{13}$	$2,0 \cdot 10^{14}$	$2,8 \cdot 10^{14}$
15	$6,7 \cdot 10^{11}$	$9,0 \cdot 10^{12}$	$4,5 \cdot 10^{13}$	$1,3 \cdot 10^{14}$	$1,9 \cdot 10^{14}$
60	$1,7 \cdot 10^{11}$	$2,3 \cdot 10^{12}$	$1,2 \cdot 10^{13}$	$3,3 \cdot 10^{13}$	$4,8 \cdot 10^{13}$

Таблица 43

Количество ледяных зародышей, образующихся при выпуске CO_2 в облаке из баллона, находящегося на самолете, летящем со скоростью 50 м/сек. (расчет на 1 м пути полета)

Время опорожнения баллона, мин.	Температура воздуха				
	-1	-5	-10	-15	-20
7	$2,8 \cdot 10^{10}$	$4,0 \cdot 10^{11}$	$1,8 \cdot 10^{12}$	$5,6 \cdot 10^{12}$	$8,2 \cdot 10^{12}$
10	$2,0 \cdot 10^{10}$	$2,8 \cdot 10^{11}$	$1,4 \cdot 10^{12}$	$4,0 \cdot 10^{12}$	$5,6 \cdot 10^{12}$
15	$1,3 \cdot 10^{10}$	$1,8 \cdot 10^{11}$	$9,0 \cdot 10^{11}$	$2,6 \cdot 10^{12}$	$3,8 \cdot 10^{12}$
60	$3,4 \cdot 10^9$	$4,6 \cdot 10^{10}$	$6,0 \cdot 10^{11}$	$6,6 \cdot 10^{11}$	$9,6 \cdot 10^{11}$

Если баллон, из которого равномерно выпускается углекислота, перемещается с некоторой скоростью, то частицы углекислоты распределяются на большом протяжении. Соответственно их концентрация в рассматриваемом источнике уменьшается. В табл. 43 приведены данные о количестве ледяных зародышей, которые могут образоваться при выпуске углекислоты из баллонов для воздействия на облака с самолета, летящего со скоростью 50 м/сек.

На основе данных табл. 43 дальнейшие расчеты распространения ледяных зародышей в переохлажденном водном облаке при введении углекислоты в него из баллона могут быть произведены так же, как это сделано для метода испарения брикетов твердой углекислоты, закрепляемых у наружной стенки летящего самолета.

Глава VI

ОСНОВЫ ПРИМЕНЕНИЯ ЯДЕР КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

1. Льдоподобные ядра кристаллизации

В своих работах Финдайзен (1934), следуя Вегенеру (1915), считает, что процесс сублимации при определенных метеорологических условиях возможен и в атмосфере. Он различает ядра конденсации и ядра сублимации, хотя природу последних признает еще малоизвестной. В то же время Валл (1942), ссылаясь на работы Фольмера и Крастанова, развивает понятие первичного и вторичного образования ледяных зародышей и утверждает, что в атмосфере до -40° образование ледяных частиц вторично, т. е. происходит через жидкую фазу воды.

Эти две различные точки зрения дискутируются в научной литературе и в настоящее время.

Наряду со взглядами, что в качестве ядер сублимации, кроме самих кристалликов льда, могут служить и частицы твердых веществ, кристаллическая структура которых подобна кристаллической структуре льда, имеются и противоположные высказывания о том, что взвешенные в воздухе льдинки не могут быть образованы сублимационным путем. Утверждают, что даже в том случае, когда у кристаллов льда обнаружены все признаки сублимационного происхождения, следует считать, что и здесь процесс непосредственного отложения водяного пара относится лишь к последующей стадии образования льда на ядре. Эта точка зрения экспериментальных подтверждений не имеет, она базируется на статистических соображениях, связанных только с энергетикой процесса, без учета других существенных сторон процесса кристаллизации.

Нам представляется важным в связи с этим еще раз вернуться к вопросу о характере процессов в начальной стадии образования кристаллов льда в атмосфере, имея в виду, что «физика кристаллов вплотную примыкает через кристаллофизику граней к физике адсорбционных процессов, развертывающихся на поверхностях раздела кристаллов, помещенных в ту или другую среду (газ, пар, жидкость и др.)».

Известно, что процесс кристаллизации одного вещества на основе другого вещества состоит в осуществлении определенной ориентации кристаллического нароста на «материнском» кристалле. Для этого требуется предварительное образование на нем зародыша нового вещества, т. е. установившегося слоя некоторой протяженности с расположением молекул, характерным как для основы, так и для наслаивающегося вещества. Как известно, кристаллизация одного вещества на готовой кристаллической подкладке другого проходит тем легче, чем меньше коэффициент поверхностного натяжения $\alpha_{1,2}$ на границе раздела между подкладкой и зарождающейся фазой адсорбирующегося вещества. Если расположение молекул на подкладке такое же, как и на соприкасающейся с ней грани зародыша другого вещества, то $\alpha_{1,2} \approx 0$.

При этом условии зародыш может быть очень малым (занимать очень незначительную часть поверхности подставки) и тонким (слоем в одну или несколько молекул).

Следовательно, чем ближе структуры обоих веществ, тем лучше одно вещество отлагается на грани другого.

Далее, если расположение молекул в зародыше аналогично расположению их в плоскости нормальной решетки осадка (изоморфия плоских сеток обоих веществ), то возможно многократное повторение процесса образования зародыша, приводящее к возникновению стабильной макроскопической пленки нароста.

Так, если поместить каплю раствора йодистого калия на только что отделенный по спайности листок слюды, то можно заметить, что отлагающиеся на слюде кристаллики йодистого калия, имеющие в проекции форму треугольника, располагаются параллельно друг другу.

Такие процессы протекают и на поверхностях разделов взвешенных в воздухе твердых примесей — ядер конденсации (в широком смысле слова) — и водяного пара.

Как для образования, так и для последующего роста ледяных частиц в атмосфере особенно существенным является характер расположения на ядре первого слоя (или первых слоев) молекул, извлекаемых из водяного пара (при этом имеется в виду повсеместное заполнение поверхности ядра молекулами H_2O или заполнение отдельных участков). Правило замещения или достройки кристаллической решетки ядра адсорбированным на нем слоем молекул H_2O сможет выполняться в тех случаях, когда полностью или в большинстве своем будут соблюдаться следующие условия:

- 1) должно быть подобие между молекулами воды и ядра;
- 2) элементарные ячейки кристаллической решетки ядра и льда должны быть сходны по симметрии, а также иметь близкие размеры;
- 3) поверхностное поле должно быть однородным;

4) адсорбированный слой молекул H_2O на поверхности ядра должен служить двумерным кристаллом;

5) структура решетки ядра в процессе ее достройки должна в основном сохраняться.

При других условиях такая надстройка ядра адсорбированным на нем слоем молекул H_2O маловероятна и, наоборот, можно ожидать появления хаотичного расположения адсорбированных молекул по отношению к периоду решетки адсорбента.

В отношении тех ядер, к которым применимо правило замещения или достройки, процесс будет сублимационного порядка практически для всего диапазона отрицательных температур, имеющих место в атмосфере.

Другой вопрос заключается в том, имеются ли такие ядра в атмосфере. Финдайзен в своих работах высказывал мнение, что в качестве ядер сублимации может выступать космическая пыль, образующаяся при вторжении в атмосферу и последующем распадении метеоритов. Наряду с этим он считал возможным и земное их происхождение. В этом отношении к ядрам сублимации он относил кварцевые песчинки, вносимые в атмосферу с поверхности земли турбулентными движениями.

Финдайзен считал, что поскольку кварцевые кристаллы, подобно ледяным кристаллам, имеют гексатональную форму, как известно, не определяющую вид структурной решетки, то на них достаточно легко должно происходить отложение льда.

К сожалению, эта трактовка Финдайзеном сходности кристаллических структур кварцевого песка и льда применительно к образованию твердой фазы воды является ошибочной. Последнее послужило одним из доводов, направленных против правильной в своей основе его теории о роли льда в образовании осадков.

Кроме Финдайзена, многие другие ученые также считали, что к ядрам сублимации могут быть отнесены частицы кварцевой пыли, представляющей собой двуокись кремния. Но двуокись кремния имеет несколько кристаллических форм: кварц, тридимит, кристобалит.

Как мы уже говорили, по современным воззрениям структура воды при положительных температурах является кварцеподобной. Лед же по своему кристаллическому строению близок к строению тридимита. Поэтому ожидать, хотя бы и при низких температурах, дальнейшего развития кристаллической решетки кварца адсорбированным слоем молекул воды в виде пленки льда нет оснований. Этим, очевидно, и объясняются результаты опытов Е. Регенера в вильсоновской камере, которые показали, что на кварцевых частицах вплоть до очень низких температур (в его опытах до -33°) образуются капли. Вполне допустимо, что при этих опытах использовалась также двуокись кремния, кристаллическая структура которой была не льдоподобной (не

тридимитной), а кварцеподобной. Частицы кварца, как теперь известно, могут служить лишь в качестве ядер конденсации, а не ядер сублимации.

Объяснить, почему же в опытах Регенера при применении кварцевого порошка и при температурах ниже -33° возникал кристаллический туман, т. е. почему образовывался ориентированный нарост на неизоморфной льду основе, можно только свойствами самого водяного пара, молекулы которого обладают зависящими от температуры пределами возможного сближения, а тем самым в известной мере и характером расположения при объединении.

Из кристаллохимии известно, что процесс нарастания некоторых кристаллизующихся веществ может происходить и на основе кристаллов не изоморфных им веществ, а лишь эпитаксичных. Эпитаксичная кристаллизация характеризуется тем, что при ней сплошной ориентированный слой не образуется. Заполнение поверхности основы кристаллизующимся веществом происходит только отдельными участками. Вероятно, такой вид кристаллизации при особых условиях может иметь место и при образовании льда. Однако следует иметь в виду, что явление эпитаксии пока что установлено только для кристаллизации из растворов и к тому же при больших их пересыщениях. Поэтому такое безоговорочное истолкование нарастания льда на взвешенных пылинках при отрицательных температурах не может быть обоснованным. В этом отношении должны быть проведены специальные исследования.

В главе I был разобран вопрос о влиянии температуры на расстояние между молекулами H_2O при их объединении. Рассмотренные в этой главе представления о температурных условиях самостоятельного формирования начальных образований льда могут быть развиты применительно и к реальной атмосфере, в которой взвешенные частицы пылевых примесей облегчают процесс образования твердой фазы воды.

Принимая, что в общем роль растворимых ядер конденсации при отрицательных температурах аналогична их роли при положительных температурах, постараемся уточнить причину различной роли нерастворимых частиц, являющихся при одних условиях центрами образования переохлажденных капель, а при других условиях — центрами образования твердых облачных элементов. Как мы уже говорили, значение таких центров двоякое. С одной стороны, имея относительно большие размеры (10^{-6} — 10^{-5} см), они снижают насыщение, потребное для сгущения на них водяного пара, до уровня нормального насыщения свободной атмосферы, а с другой стороны, обуславливают характер размещения молекул пара на своей поверхности. Первое связано с насыщением воздуха водяным паром; требуется определенный критический размер ядра, для того чтобы при существующем насыщении образовавшаяся капелька или кристаллик льда не испарились,

а продолжали расти. Второе связано с влиянием строения и свойств поверхности ядра.

Известно, что молекулы, попадающие из газовой фазы на поверхность кристалла, имеют возможность перемещаться по его поверхности, не отрываясь от нее, поскольку энергия такого движения меньше энергии выхода молекулы из адсорбированного слоя в воздух.

Такая миграция молекул, согласно правилу замещения или достройки кристаллов, продолжается до тех пор, пока они не достигнут его ребер или вершин, где и происходит их прочное закрепление. Наблюдается в известном смысле «принудительное» размещение молекул по поверхности с развитием решетки кристалла.

Благодаря этому только на тех взвешенных частицах, вещество которых имеет строение, близкое к строению льда, размещение молекул H_2O почти при всех отрицательных температурах происходит на расстояниях, соответствующих их положению в кристалле льда, т. е. происходит сублимация водяного пара.

На частицах, вещество которых отлично по своему строению от льда, молекулы пара размещаются на расстояниях, не соответствующих расположению в решетке льда. При этом поскольку жидкая вода имеет кварцеобразную псевдокристаллическую структуру, а в воздухе основная часть твердой нерастворимой пыли состоит из кварцевых частичек, то на них молекулы водяного пара отлагаются соответственно расположению молекул в воде, несмотря на наличие отрицательной температуры.

Описанное здесь влияние поверхности ядра на размещение на ней осаждающихся молекул оказывается недействительным в тех случаях, когда расстояния между ними, получающиеся в силу этого влияния, становятся равными или меньшими предельно возможных при данной температуре собственных сближений молекул H_2O .

Как было показано ранее, расстояние между молекулами воды, соответствующее расположению их в кристалле льда, получается при температуре от -39 до -41° .

Отсюда следует, что при достижении такой температуры на всех ядрах независимо от их строения молекулы пара разместятся так, что образуют твердую фазу воды.

Роль же ядер соответствующих размеров сведется только к снижению уровня насыщения, потребного для сублимационного образования льдинок.

В этом может найти свое обоснование представление о двух родах ядер сублимации. Так, при снижении температуры воздуха до -39° как ядра сублимации будут действовать только взвешенные частицы веществ, полностью или частично изоморфных льду. При более же низких температурах все частицы, в том числе и многочисленные пылинки, могут являться ядрами для образования твердых облачных элементов.

Ядер первого рода, действующих при сравнительно небольших отрицательных температурах, очень мало. Всевозможных же пылинок другого строения, действующих как ядра сублимации только при температуре ниже критической (-39°), гораздо больше. К высказанному следует добавить, что в тех случаях, когда частицы, имеющие льдоподобную структуру, являются растворимыми, на них может образоваться не льдинка, а капелька воды, поскольку до довольно низких отрицательных температур поверхность таких частиц при взаимодействии с молекулами воды деформируется в результате растворения.

Существенным подтверждением этих выводов являются исследования Э. Фурнье д'Альба, который в камере Вильсона при отрицательных температурах использовал в качестве ядер частицы различных твердых веществ.

Так, ядра, являющиеся частицами хлористого натрия NaCl , кристаллы которого обладают гранецентрированной кубической решеткой с постоянной $a=5,63 \text{ \AA}$, азотнокислого натрия NaNO_3 с гексагональной решеткой и постоянной $a=6,32 \text{ \AA}$, йодистого кадмия CdI_2 с гексагональной решеткой и постоянными $a=4,24 \text{ \AA}$ и $c=6,84 \text{ \AA}$, йодистого цезия CsI с кубической решеткой и постоянной $a=4,56 \text{ \AA}$ (все растворимы в воде), действовали при температурах выше -41° как ядра конденсации, а ниже -41° — как ледяные ядра. Ядра, полученные из раскаленной чистой платиновой проволоки, вели себя аналогично ядрам из натуральных солей.

В противоположность этому на ядрах таких веществ, как хлористое серебро AgCl и йодистое серебро AgI , имеющее гексагональную структуру и близкие ко льду постоянные решетки $a=4,59 \text{ \AA}$, $c=7,50 \text{ \AA}$, образовались ледяные кристаллы при относительно небольших отрицательных температурах. Для AgCl температура появления первых кристаллов лежала между -11° и -12° . Между -12° и -17° получался смешанный туман, а ниже -17° — только кристаллы льда. Для AgI температура появления первых кристаллов соответствовала -5° .

Из этих, а также из целого ряда других исследований известно, что при введении в увлажненный воздух при температуре несколько ниже 0° мельчайших частиц таких веществ, как, например, йодистое серебро AgI и йодистый свинец PbI_2 (табл. 44), происходит образование ледяных кристаллов, а при введении их в переохлажденный водный туман последний очень быстро кристаллизуется.

Эта их роль объясняется тем, что здесь условия соответствуют правилу замещения или достройки кристаллов. Строение частиц этих йодидов обеспечивает начало и дальнейшее развитие непосредственного отложения молекул водяного пара на них как на ядрах сублимации. В воздухе в естественных условиях упомянутые йодиды не обнаружены, вероятно, вследствие их малой

концентрации. Это создает благоприятные условия для их применения в качестве средств воздействия на капельножидкие облака и туманы.

Таблица 44.

Кристаллографические данные некоторых веществ гексагонального строения

Вещество	Постоянная решетки $\text{\AA}$	
	a	c
Лед	4,525	7,34
AgJ	4,585	7,490
PbJ ₂	4,54	8,86

2. Взаимодействие переохлажденных капель и ядер кристаллизации

В целях экспериментального подтверждения сделанных предположений были проведены наблюдения за переконденсацией влаги с капель на различные пылинки. Опыты сопровождались последовательным микрофотографированием подвешенных на близком расстоянии капель и частиц йодистого серебра, йодистого свинца, флорглюцина, кварцевого песка, древесного и каменного угля, древесной и торфяной золы, поваренной соли и каменноугольного пека. В дальнейшем эти частицы называются пылинками.

Для сравнения параллельно производились наблюдения и за взаимодействием капелек и льдинок. Это давало возможность сравнивать процессы нарастания льда на ледяных частицах и пылинках при их взаимодействии с переохлажденными каплями как при преднамеренном контакте, так и через влажный воздух посредством растущих ледяных ответвлений. Методика исследований аналогична описанной в главе II. Задачей опытов было получение ответа на вопросы:

1. Происходит ли при соответствующих условиях аналогично боду и льду перегонка влаги с переохлажденных капель на пылинки.

2. Что общего и каковы особенности перегонки влаги с переохлажденных капель на льдинки и различные пылинки.

3. Каков характер процесса перегонки в начальной стадии сближения переохлажденной капли и пылинки. Начинается ли процесс сразу же с отложения льда или ему предшествует образование слоя воды с последующим замерзанием.

4. Контакт всякой ли пылинки с переохлажденной каплей приводит к замерзанию последней.

Наблюдения производили следующим образом.

После того как капля принимала температуру воздуха, ее сближали с твердой частицей, имевшей ту же температуру, на расстояние порядка 100 μ . Дальнейшее сближение их производилось небольшими отрезками через 1—2 мин. Если на твердой частице не появлялся ледяной нарост, то эти последовательные сближения заканчивались непосредственным контактом капли и твердой частицы. Если при сближении вплоть до самых малых расстояний перегонка влаги с капли на твердую частицу не обнаруживалась, это принималось подтверждением того, что частицы данного вещества не могут служить ядрами сублимации (перегонки). И наоборот, если на некотором этапе сближения на твердой частице появлялся ледяной нарост (ответвление), то считалось, что частицы данного вещества могут быть ядрами сублимации. Далее, если ледяной нарост не образовывался, а сближение доводилось до контакта, то отмечалось, замерзает ли при этом капля или нет. В результате устанавливалось, могут ли служить частицы данного вещества ядрами кристаллизации (замораживания).

Наблюдения за образованием ледяного нароста на твердых частицах в результате перегонки на них влаги с капель производились при двух условиях:

а) когда расстояние между каплей и твердой частицей сохранялось постоянным. При этом наблюдался рост ответвлений в направлении капли вплоть до их контакта с каплей;

б) когда расстояние между каплей и твердой частицей по мере роста ледяного ответвления нами увеличивалось с сохранением примерно постоянного размера зазора между каплей и ответвлением. При этом фиксировалась скорость роста ответвления и характер его развития по мере роста.

Приводим данные наблюдений. В табл. 45 дана общая сводка основных опытов. В этой таблице Ж обозначает опыты, когда непосредственный контакт пылинки с переохлажденной каплей не приводил к замораживанию последней; З — опыты, в которых непосредственный контакт пылинки и капли приводил к замораживанию капли; П — опыты, сопровождавшиеся возникновением на пылинке водяного нароста, росшего в виде дополнительного ответвления в направлении капли, т. е. происходил процесс перегонки влаги с переохлажденной капли на пылинку; X — обозначает многократный положительный эффект данного явления.

По данным табл. 45 можно установить, при каких температурах частицы различных веществ действуют в качестве центров сублимации (перегонки), а при каких — в качестве центров кристаллизации (замораживания). Так, перегонка влаги с капель на льдинки и снежинки происходит практически при любых отрицательных температурах. Активными в этих условиях оказываются льдинки и для замораживания капель как при их непосредственном контакте, так и через растущие при перегонке ответвления. Перегонка влаги с капель на частицы йодистого се-

Сводная таблица опытов с ядрами кристаллизации

Температура воздуха	Лед	Снег	Йодистое серебро	Йодистый свинец	Фторглюцин	Песок	Уголь	Зола	Соль
	Ж з п	Ж з п	Ж з п	Ж з п	Ж з п	Ж з п	Ж з п	Ж з п	Ж з п
-1	2	2	2	2		1			1
-2	×	×	2	2		1			1
-3	×	1	10	3		1			7
-4	×	1	4	5	×	2			4
-5	×	1	10	1		2			1
-6	×	7	4	4		4			1
-7	×	5	12	4		3	3		1
-8	×	1	5	7		2	2	2	
-9	×	1	3	4		2	4	1	
-10	×	7	4	4		1	1	1	
-11	×	3	3	×		4	1	1	
-12	×	1	×	×		3	1		
-13		×	×	×		3			
-14		×	×	×		3			
-15		×	×	×					

ребра в наших опытах наблюдалась при температуре -5° и ниже, а замораживание капель при контакте — при -4° и ниже.

Для йодистого свинца эти границы соответствовали -10 и -5° . Перегонка влаги на частицы флорглюцина в наших опытах обнаружена не была. Замораживание переохлажденных капель при контакте с этими частицами происходило при -4° и ниже. Перегонка влаги на частицы кварцевого песка, угля и золы не наблюдалась по крайней мере до -15° (наиболее низкая температура наших опытов). Жидкими до этой температуры оставались капли и при столкновении их с частицами указанных веществ, причем после контакта кварцевые песчинки оказывались внутри капель, частицы же угля и золы — на поверхности капель.

Перегонка влаги с капель на частицы поваренной соли имела место, но природа перегонки, как и следовало ожидать, оказалась совершенно другой. Вместо роста ответвлений на частице соли последняя, увлажняясь, постепенно принимала форму капли.

В табл. 46 приведены непосредственные данные нескольких опытов. Они позволяют установить расстояния взаимодействия капель и твердых частиц, а также значения скоростей роста дополнительных ответвлений.

В табл. 46 обозначения следующие:

t — температура в градусах, F — относительная влажность воздуха в процентах, $r_{ж}$ — размер жидкой капли в микронах, $r_{т}$ — размер льдинки или пылинки в микронах, L — расстояние между каплей и твердой частицей, когда был обнаружен рост ответвлений, в микронах, τ — время наблюдения в минутах, R — длина выросшего дополнительного ответвления на льдинке или нового ледяного ответвления на пылинке в микронах, L' — расстояние между растущим ледяным ответвлением и каплей в микронах, s_n — ширина ледяного ответвления у его основания на твердой частице в микронах, s_c — ширина этого ответвления на его середине в микронах, s_k — ширина свободного конца ледяного ответвления в микронах.

На рис. 50 приведена микрофотография капли размером 690μ и льдинки соответствующего размера, находящихся друг от друга к моменту начала роста дополнительного ответвления в направлении капли на расстоянии 50μ . В данном опыте, произведенном при температуре -3° , имел место произвольный контакт ответвления с каплей, и поэтому произошло замерзание капли. На рис. 51 и 52 зафиксированы аналогичные процессы, но уже не с бесформенной льдинкой, а с замерзшей каплей и снежным кристаллом при температуре -7° .

На рис. 53 приведена микрофотография подвешенных рядом капли (размером 535μ) и соизмеримой с ней частицы йодистого серебра. Опыт, в процессе которого была получена эта микрофотография, производился при температуре воздуха -12° . Как

Таблица 46

Данные опытов по перегонке влаги на твердые частицы

Исходные данные	τ	R	L'	s_n	s_c	s_k	Примечание
Снег. Опы т 1							
$t = -15^\circ$	1	33	17	42	33	25	Произвольный контакт, капля за- мерзла
$F = 74\%$	2	75	8	58	42	17	
$r_{ж} = 670 \mu$	3	124	8	58	42	8	
$r_T = 525 \mu$	4	183	8	50	33	17	
$L = 50 \mu$							
Опы т 2							
$t = -10^\circ$	2	25	33	33	50	42	Произвольный контакт, капля за- мерзла
$F = 71\%$							
$r_{ж} = 650 \mu$	4	100	0	50	58	75	
$r_T = 205 \mu$							
$L = 58 \mu$							
Лед. Опы т 1							
$t = -12^\circ$	1	25	25	208	—	—	Ответвление обломилось
$F = 68\%$							
$r_{ж} = 915 \mu$	2	33	25	208	—	—	
$r_T = 665 \mu$	3	50	17	208	—	—	
$L = 50 \mu$	4	75	33	216	—	—	
	7	92	33	216	167	83	
	9	125	25	216	167	117	
	11	167	25	200	167	75	
	13	175	8	183	125	42	
	15	258	8	167	108	58	
Опы т 2							
$t = -10^\circ$	2	25	25	58	—	—	Произвольный контакт, капля за- мерзла
$F = 73\%$							
$r_{ж} = 670 \mu$	4	42	33	75	—	83	
$r_T = 678 \mu$	6	67	42	92	—	58	
$L = 50 \mu$	8	125	17	83	—	42	
	10	150	8	75	—	50	
	12	200	17	75	—	67	
	14	250	17	75	58	83	
	16	258	17	75	50	46	

Исходные данные	τ	R	L'	s_n	s_c	s_k	Примечание
О п ы т 3							
$t = -6^\circ$ $F = 87\%$	5	17	42	42	—	—	Произвольный контакт, капля за- мерзла
$r_{ж} = 1340 \mu$	7	50	33	79	—	—	
$r_{\tau} = 865 \mu$	11	92	42	42	33	—	
$L = 58 \mu$	13	100	33	58	41	—	
	20	258	25	67	21	31	
	22	342	33	58	35	41	
	24	358	17	58	46	43	
	31	383	17	58	42	76	
	33	417	8	50	41	50	
О п ы т 4							
$t = -3^\circ$ $F = 85\%$	3	17	58	33	17	17	Произвольный контакт, капля за- мерзла
$r_{ж} = 1000 \mu$	5	75	17	42	25	17	
$r_{\tau} = 620 \mu$	8	92	25	45	25	17	
$L = 75 \mu$	11	125	8	17	25	17	
AgJ. О п ы т 1							
$t = -12^\circ$ $F = 73\%$	4	100	8	92	58	50	
$r_{ж} = 908 \mu$	5	117	4	92	83	50	
$r_{\tau} = 367 \mu$	6	150	4	108	66	25	
$L = 50 \mu$	7	208	8	125	83	50	
	8	233	4	108	83	58	
	9	247	8	92	100	67	
	10	267	8	100	100	83	
	11	287	8	100	108	83	
	13	300	17	83	108	100	
	15	337	4	71	129	108	
	17	374	13	50	133	124	
	19	391	25	33	175	150	
	22	399	13	25	146	183	
	23	408	4	25	226	233	
О п ы т 2							
$t = -10^\circ$ $F = 90\%$	1	17	42	—	—	—	В воздухе упругость водяного пара соответ- ствует насыщению над льдом
$r_{ж} = 908 \mu$	2	25	17	17	17	17	
$r_{\tau} = 520 \mu$	3	58	17	25	25	25	
$L = 58 \mu$	6	83	42	33	33	33	
	7	91	25	33	42	42	Ледяное ответ- вление отпало
О п ы т 3							
$t = -5^\circ$ $F = 80\%$	3	17	17	17	8	8	
$r_{ж} = 816 \mu$	4	25	17	8	8	25	
$r_{\tau} = 562 \mu$	5	36	13	8	8	50	
$L = 33 \mu$	6	75	17	8	—	125	
	7	133	8	8	25	142	

Исходные данные	τ	R	L'	s_n	s_c	s_k	Примечание
РbJ ₂ . О п ы т 1							
$t = -12^\circ$ $F = 72\%$	1	42	8	25	25	33	Произвольный контакт, капля за- мерзла
$r_{ж} = 687 \mu$	2	58	25	25	42	50	
$r_{т} = 603 \mu$ $L = 50 \mu$	4	92	8	17	67	42	
О п ы т 2							
$t = -11^\circ$ $F = 74\%$	2	67	17	42	50	8	Произвольный контакт, капля за- мерзла
$r_{ж} = 745 \mu$	3	175	17	33	25	17	
$r_{т} = 708 \mu$ $L = 83 \mu$							

видно на снимке, на частице йодистого серебра произошло образование ледяного ответвления в направлении капли анало-

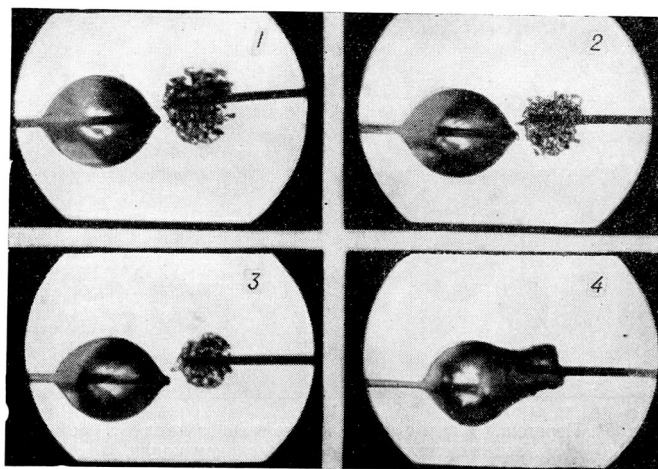


Рис. 50. Перегонка влаги с капли на льдинку с произвольным контактом и замораживанием капли.

гично росту ответвления на льдинке. Расстояние между каплями и частицей йодида к моменту появления на этой частице ледяного нароста (ответвления) соответствует 50μ . Это ответвление доросло до капли, и так же, как и в случае с льдинкой, капля при контакте с растущим ответвлением замерзла.

На рис. 54 приведена повторная микрофотография взаимодействия переохлажденной капли и частицы йодистого серебра. Но в опыте, когда был получен этот снимок, по мере роста ответвления расстояние между частицами нами преднамеренно увеличивалось настолько, чтобы сохранить сравнительно постоянным зазор между ответвлением и каплей. В результате этого на ча-

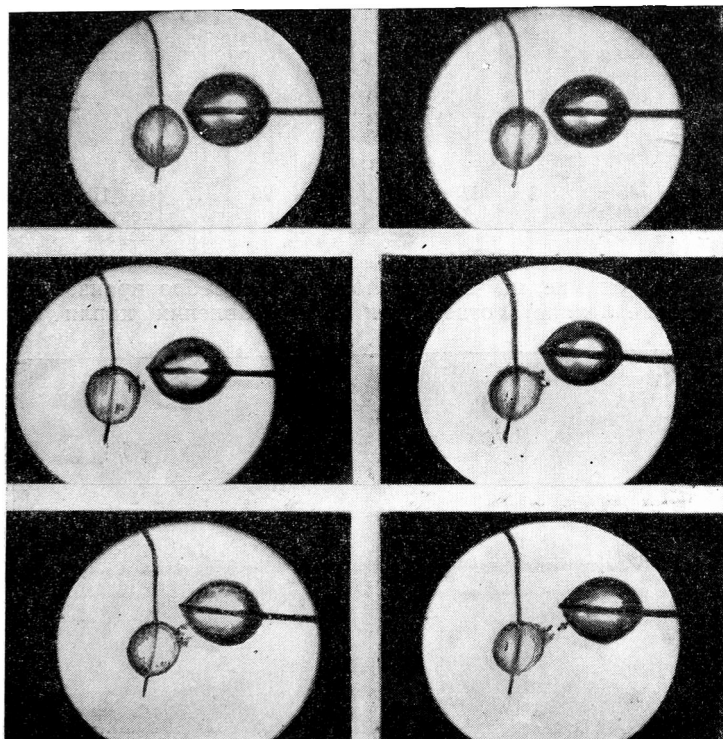


Рис. 51. Перегонка влаги с капли на замерзшую каплю с произвольным контактом и замораживанием капли.

стице йодистого серебра как на основе в направлении капли вырос довольно крупный кристалл. Этот кристалл оказался связанным со своей основой — частицей йодистого серебра — тонким концом, и, наоборот, в направлении капли он вырос сравнительно широким.

На рис. 55 приведена микрофотография капли и частицы йодистого свинца в опыте при температуре -11° . В общем она напоминает снимки с частицами йодистого серебра.

На рис. 56 приведена микрофотография капли в соседстве с частицей флорглюцина, которая демонстрирует, во-первых, неактивность последнего в отношении перегонки на себя влаги с каплей и, во-вторых, действенность в отношении замораживания переохлажденных капель при контакте с ним.

На рис. 57—59 приведены микрофотографии капель в соседстве с песчинкой, частицами угля и золы. Опыт проводился при $-11,2^{\circ}$. На этих снимках видно, что на таких частицах не происходит образование ледяных наростов путем перегонки на

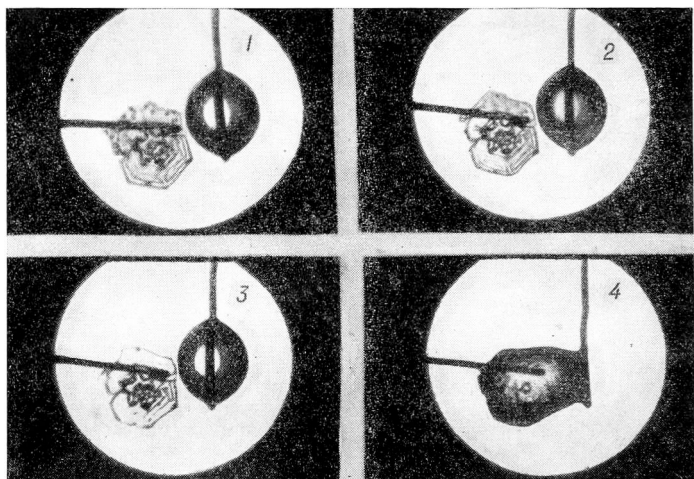


Рис. 52. Перегонка влаги с капли на снежинку с произвольным контактом и замораживанием капли.

них влаги с каплей вплоть до полного сближения — контакта — с твердыми частицами.

На рис. 60 приведена микрофотография капли и частицы поваренной соли. Частица соли, находясь по соседству с каплей, в конце концов сама становится капелькой раствора.

Все описанные опыты проводились с дистиллированной водой. На рис. 61 показана микрофотография взаимодействия снежинки с каплей крепкого раствора соли. В этом опыте перегонка влаги с капли на льдинку не наблюдалась, а, наоборот, снежинка испарялась.

На рис. 62 видно, что в случае слабого раствора соли происходила перегонка влаги с капли его на льдинку, при этом льдинка росла.

Из приведенных наблюдений особый интерес представляют данные о характере взаимодействия переохлажденных капель и

пылинок при отсутствии их непосредственного контакта, когда влага с капли перегоняется на пылинку, образуя на последней ледяной нарост.

Наблюдения показали, что частицы, на которые происходит такая перегонка влаги с каплей, относятся к льдоподобным ве-

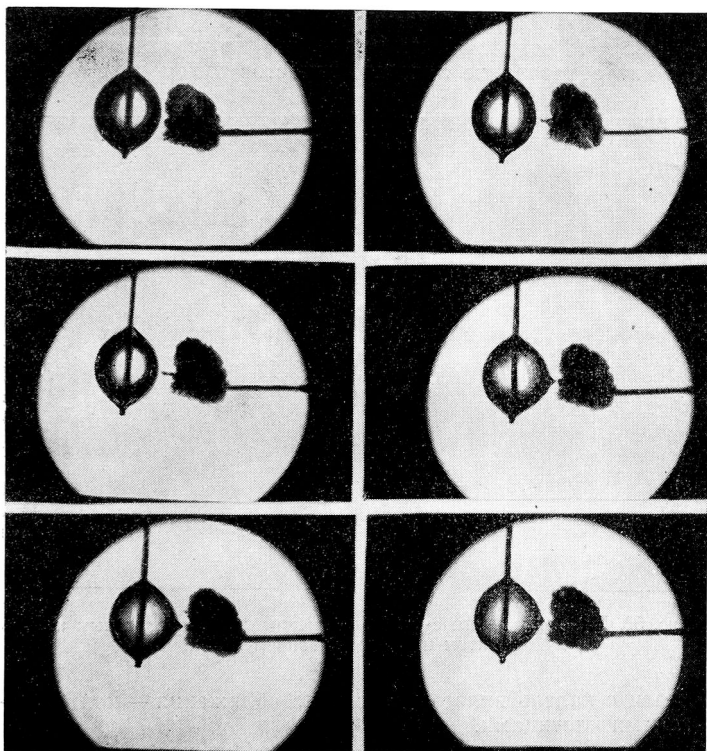


Рис. 53. Перегонка влаги с капли на частицу AgJ с произвольным контактом и замораживанием капли.

ществам, являющимся одновременно малорастворимыми в воде, как, например, йодистое серебро и йодистый свинец. При этом начальные расстояния между каплями и частицами этих веществ к моменту появления ледяных ответвлений соответствовали при прочих равных условиях таким же расстояниям при взаимодействии капель и льдинок.

Интенсивность перегонки увеличивается с уменьшением расстояния между каплей и пылинкой. Существенно в этом отно-

шении наличие острых выступов у пылинки и сохранение правильной кристаллической формы. Разложение йодидов при хранении, а также при низких температурах делает их неактивными при перегонке.

В процессе опытов обнаружались различия в форме ответвлений, растущих на льдинках и пылинках. Так, на льдинках,

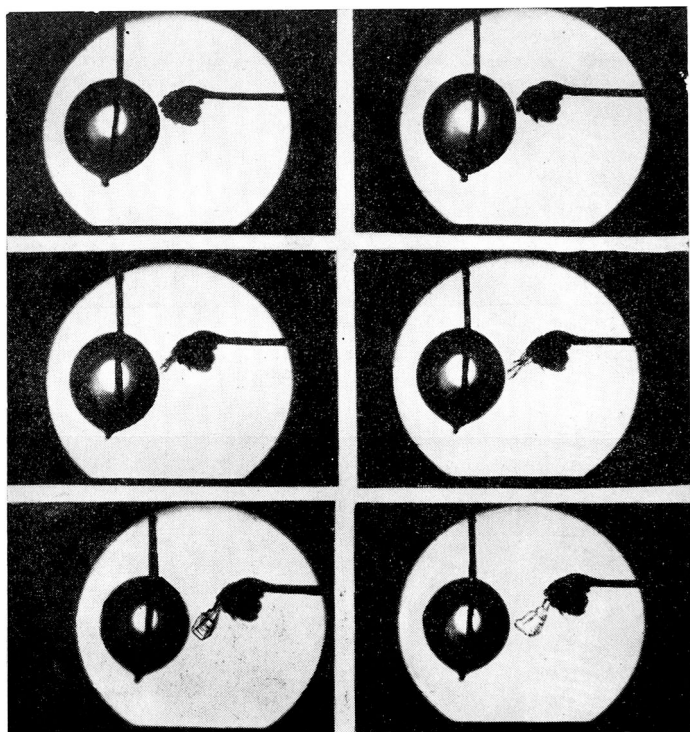


Рис. 54. Рост ледяного ответвления на частице AgI при увеличении расстояния между каплей и пылинкой.

как правило, толщина ответвления, наибольшая у основания, постепенно уменьшается к его свободному концу. На частицах же йодидов в большинстве случаев наоборот: чем больше растет ответвление в направлении капли, тем тоньше становится его основание. Поэтому ответвления на льдинке после удаления капли больше испаряются со свободного конца или середины, а ответвления на пылинках испаряются больше с основания,

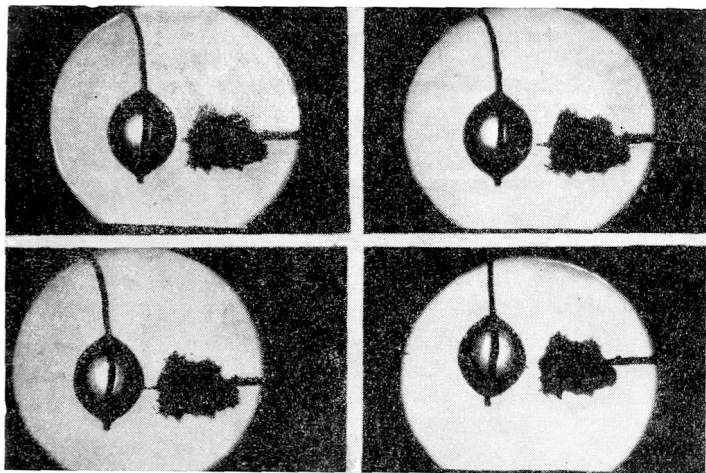


Рис. 55. Перегонка влаги с капли на частицу PbJ_2 с произвольным контактом и замораживанием капли.

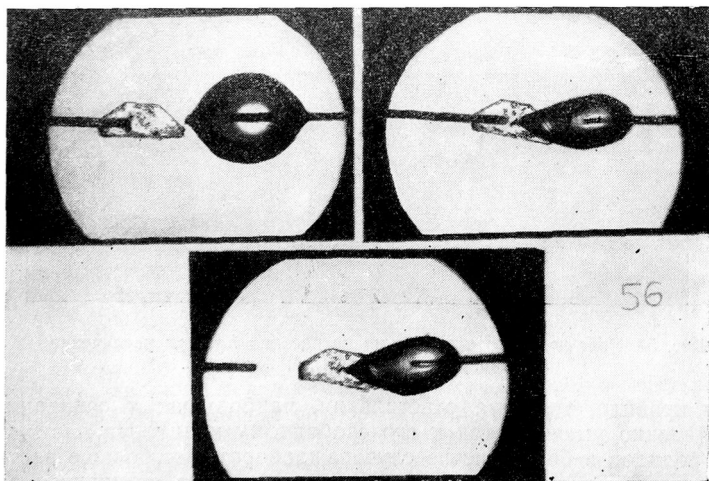


Рис. 56. Взаимодействие капли с частицей флорглюцина.

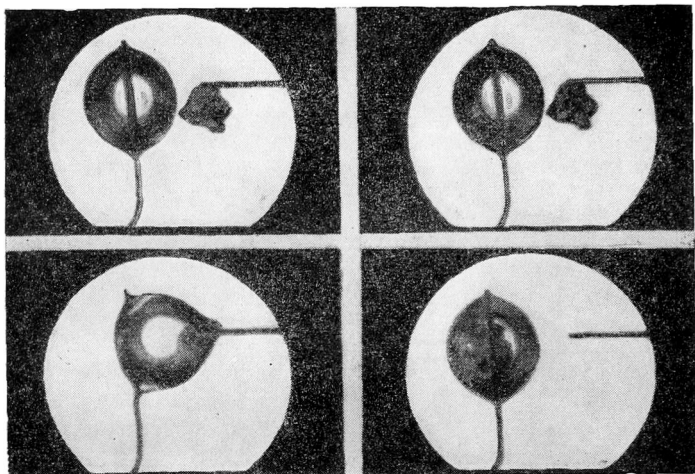


Рис. 57. Контакт песчинки с каплей при температуре $-11,2^{\circ}$. Замораживание льдинки не произошло.

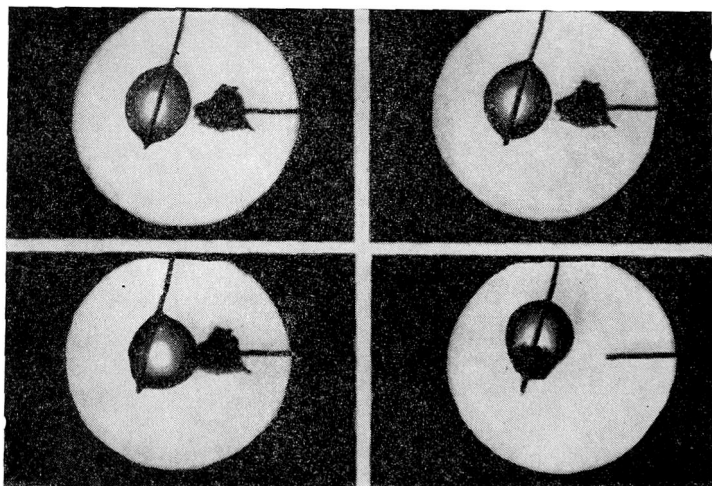


Рис. 58. Контакт частицы угля с каплей при температуре $-11,2^{\circ}$. Замораживание капли не произошло.

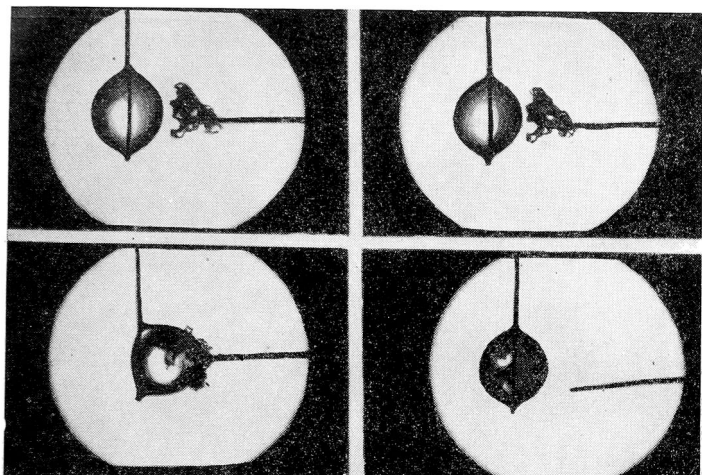


Рис. 59. Контакт частицы золи с каплей при температуре $-11,2^{\circ}$.
Замораживание капли не произошло.

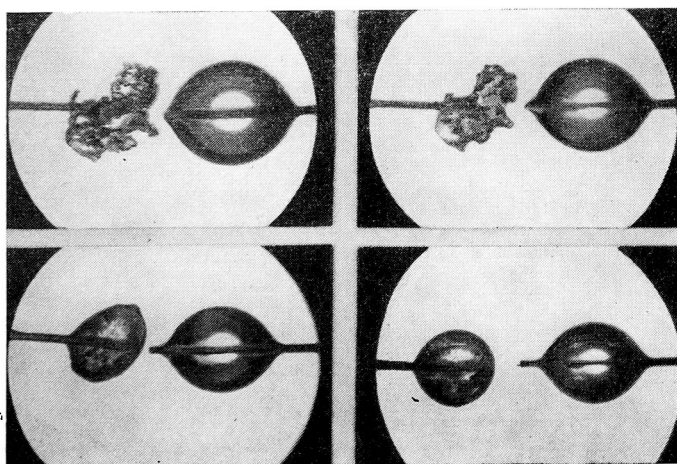


Рис. 60. Перегонка влаги с капли на частицу NaCl .

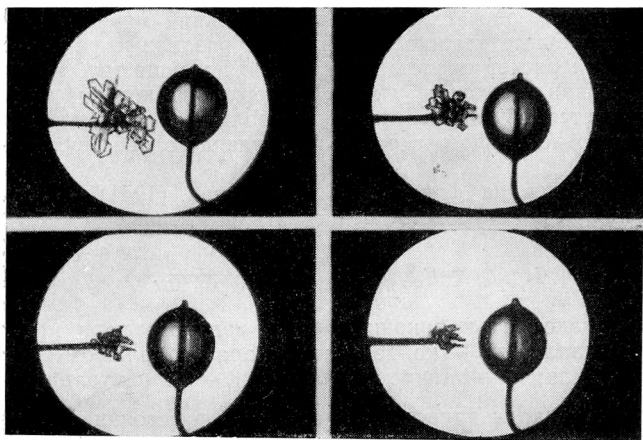


Рис. 61. Испарение снежинки вблизи капли крепкого водного раствора соли NaCl .

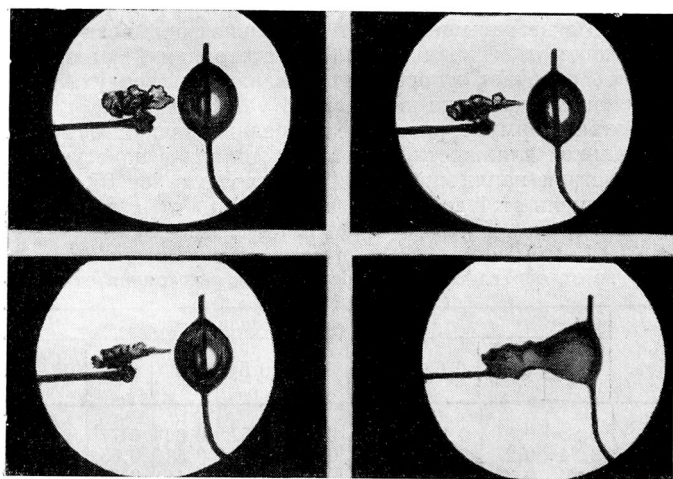


Рис. 62. Перегонка влаги с капли слабого водного раствора соли NaCl на льдинку.

вследствие чего через некоторое время они отваливаются от своей основы — ядра сублимации.

Произведем расчет начальных расстояний перегонки, имея в виду различные влажности воздуха и различные размеры капель. Такой расчет представляет собой, по существу, определение расстояния от капли, у самой поверхности которой насыщение считается 100-процентным, до изолинии, соответствующей насыщению над льдом в зоне увлажняющего действия данной капли.

Основываясь на формуле М. Е. Швеца (1951), испарение неподвижной капли можно представить формулой

$$q_{r_k + \Delta l} = q_{\infty} + (q_w - q_{\infty}) \frac{r_k}{r_k + \Delta l}, \quad (6,1)$$

где q_w — максимальная концентрация водяного пара при температуре капли; q_{∞} — концентрация пара на большом расстоянии от капли; r_k — радиус капли; $q_{r_k + \Delta l}$ — концентрация водяного пара у капли данного размера; Δl — расстояние от центра капли до изолинии данной влажности в воздухе.

Соответственно для относительной влажности

$$F_{r_k + \Delta l} = F_{\infty} + (100 - F_{\infty}) \frac{r_k}{r_k + \Delta l}; \quad (6, 2)$$

здесь $F_{r_k + \Delta l}$ означает относительную влажность, устанавливающуюся в не насыщенном относительно воды воздухе, в зоне увлажняющего действия капли, на расстоянии Δl от ее поверхности; F_{∞} означает относительную влажность воздуха вне зоны увлажняющего действия капли.

По этой формуле рассчитаны средние величины изменения относительной влажности на 1 μ расстояния в зоне увлажняющего действия капли при влажности воздуха от 65 до 99% и радиусе капель от 1 до 0,1 мм (табл. 47).

Таблица 47

Изменение относительной влажности на 1 μ расстояния от капли, %

Влажность воздуха, %	Радиус капли, мм									
	1,0	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1
65	0,28	0,31	0,35	0,39	0,44	0,52	0,62	0,77	1,00	1,43
70	0,24	0,27	0,30	0,34	0,38	0,44	0,53	0,65	0,83	1,23
75	0,20	0,22	0,25	0,27	0,32	0,35	0,44	0,55	0,71	1,02
80	0,16	0,18	0,20	0,22	0,26	0,29	0,35	0,44	0,57	0,82
85	0,12	0,13	0,15	0,17	0,20	0,22	0,26	0,33	0,43	0,61
90	0,08	0,09	0,10	0,11	0,12	0,15	0,18	0,22	0,28	0,41
95	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,07	0,09	0,11	0,15	0,20
99	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04

Эта зависимость имеет место в тех случаях, когда поле влажности у капли меняется плавно и не искажается каким-либо посторонним источником или поглотителем водяного пара. Поэтому формула (6, 2) неприменима к условиям, когда вблизи капли находится льдинка, исключая случай, когда упругость водяного пара в воздухе соответствует насыщению над льдом (табл. 48).

Таблица 48

Влажность воздуха относительно льда									
$t^{\circ}\text{C}$. . .	-2	-4	-6	-8	-10	-12	-14	-15	-20
$F\%$. . .	98,0	96,1	94,3	92,9	90,7	87,0	86,3	84,0	83,0

Расчет по этой формуле поля влажности у капли при нахождении в зоне ее увлажняющего действия нерастворимых пылинок имеет смысл, поскольку пылинки сами не могут явиться источником водяного пара, а поглощение ими влаги из воздуха ограничивается практически мономолекулярной адсорбцией, что не может существенно исказить поле влажности у капли. Увеличение количества адсорбированной влаги на пылинке, т. е. уплотнение слоя молекул H_2O на ее поверхности, связано с увеличением влажности воздуха. Для наших опытов это равнозначно сближению капли и пылинки.

Следовательно, на некотором расстоянии пылинки от капли адсорбция может стать настолько интенсивной, что заполнение адсорбированного слоя на пылинке может оказаться достаточным для расположения в нем молекул воды аналогично решетке льда. Однако для реализации этой возможности существенно строение поверхности пылинки. Она должна быть льдоподобна. В этом случае молекулы водяного пара, оседая, расположатся на частице соответственно периоду ее решетки и дадут начало образованию и росту ледяного ответвления. В описываемых опытах мы фиксировали эти расстояния для пылинок так же, как и для льдинок, применяя микрофотографию, благодаря чему получили возможность сравнить расстояния, соответствующие моментам возникновения ледяных ответвлений на пылинках и новых дополнительных ответвлений на льдинках.

Расчетным путем расстояние от поверхности капли до твердой частицы к моменту появления на последней вновь возникающих ответвлений было получено по формуле (6,2) следующим образом:

$$\Delta l = \frac{100 - F_{r+\Delta l}}{F_{r+\Delta l} - F_{\infty}}, \quad (6,3)$$

где

$$F_{r+\Delta l} = \frac{F_{\text{л}}}{F_{\text{в}}} \cdot 100.$$

Здесь в свою очередь $F_{\text{л}}$ — насыщение над льдом и $F_{\text{в}}$ — насыщение над водой при данной температуре.

В табл. 49 для сравнения приведены рассчитанные расстояния от поверхности капли до изолинии насыщения над льдом в зоне увлажняющего действия отдельной капли.

Таблица 49

Расстояния от поверхности капли до изолинии насыщения
относительно льда, μ

Температура воздуха	Влажность воздуха, %											
	80			85			90			95		
	Радиус капли, мм											
	1,0	0,5	0,1	1,0	0,5	0,1	1,0	0,5	0,1	1,0	0,5	0,1
- 4	24,4	13,4	4,7	32,5	17,7	6,4	49,0	26,0	9,5	97,5	56,0	19,5
- 6	35,8	19,7	6,9	47,5	25,3	9,3	71,2	33,1	13,9			
- 8	44,0	24,5	8,7	59,1	34,8	11,6	88,9	47,6	17,3			
-10	58,2	32,1	11,3	77,5	42,4	15,2	116,0	62,0	22,7			
-12	81,0	45,0	15,9	108,0	59,1	21,4						
-14	85,0	47,0	16,7									
-20	106,0	59,0	24,0									

Сравнивая полученные опытным путем расстояния между каплями и твердыми частицами при появлении ледяных наростов на пылинках, а также расстояния при появлении дополнительных ответвлений на льдинках (табл. 46) с расчетными данными расстояний от поверхности капель до изолиний, соответствующих насыщению над льдом (табл. 49), можно убедиться в том, что при прочих равных условиях они почти совпадают.

Из данных табл. 49 можно сделать вывод, что при уменьшении размера капель в зоне их увлажняющего действия уменьшается расстояние от поверхности капель до изолинии, соответствующей насыщению над льдом. Из этого следует, что вероятность контакта капель и льдинок, а также частиц AgI и PbJ_2 по сравнению с перегонкой при кристаллизации переохлажденного облака или тумана с уменьшением размеров капель должна увеличиваться. Однако в реальных смешанных облаках или туманах, в которых влажность обычно соответствует некоторому среднему значению относительно насыщения над льдом и над водой и где действует коллективный увлажняющий эффект массы движущихся капель, каждая льдинка практически будет находиться в пересыщенном относительно льда водяном паре вне зависимости от расстояния до какой-то конкретной капли.

Следовательно, снижение размера капель до мелких облачных частиц не уменьшит возможности перегонки, тем более что

мелкие капли быстрее испаряются и тем самым более интенсивно увлажняют воздух внутри облака.

Нередко в качестве возражения против предположения о непосредственном отложении льда на пылинках приводится явление капиллярной конденсации. Данные опытов с такими веществами, как уголь и другие, которые не вызывали на себя перегонку влаги с переохлажденных капель, несмотря на свою большую пористость, доказывают несостоятельность такого утверждения.

Далее делается предположение о возможности сгущения водяного пара при достижении насыщения над водой в зоне увлажняющего действия капли у пылинки, служащей как бы препятствием распространению влаги от капли в ненасыщенное окружающее пространство. Такое предположение вряд ли реально. Наши опыты с льдоподобными, хотя и нерастворимыми веществами при таких же расстояниях от капель не дали перегонки влаги, значит, на них не отлагался не только лед, но и вода. Ведь если бы слой воды и образовался, то он бы замерз, что дало бы начало дальнейшей сублимации. Но это, как видно из наших опытов, например с песком, не происходило.

Приведенные здесь данные хотя и относятся к взаимодействию единичных капель с льдинками или частицами некоторых твердых веществ, но все же позволяют в известной мере ответить на поставленные вопросы. Так, можно считать установленным следующее:

1. Имеются вещества, мельчайшие частицы которых могут служить центрами образования льдинок, т. е. принимать на себя молекулы H_2O из воздуха и отлагать их в виде льда при сравнительно небольших отрицательных температурах. К таким относятся вещества, являющиеся одновременно льдоподобными и нерастворимыми или малорастворимыми в воде.

2. Особенностью процесса перегонки влаги с переохлажденных капель на пылинки является зависимость его от степени переохлаждения капель. Так, частицы AgI активны в этом отношении с -4° и ниже, PbJ_2 — с -8° и ниже. В то же время с капель на льдинки перегонка влаги практически происходит во всем диапазоне отрицательных температур.

3. Процесс перегонки влаги с капли на льдообразную пылинку начинается прямым отложением льда без предварительного образования на ее поверхности слоя воды. Подтверждением этого служит факт образования ледяных наростов на пылинках, когда они находятся на некотором расстоянии от капли, где насыщение относительно воды не достигается. Опытные данные и расчеты показывают, что образование слоя льда на такой пылинке происходит при насыщении относительно льда.

4. Замерзание переохлажденных капель при их контакте с пылинками зависит от свойств последних. В наших опытах частицы большинства тех веществ, которые оказались неспособ-

ными вызывать на себя перегонку влаги (песок, уголь, зола и соль), оказались неактивными и в отношении замораживания капель.

5. Однако имелось исключение для флорглюцина, перегонка влаги с капель на частицы которого не происходила, но замораживание капель при контакте с ними наблюдалось при температуре -4° и ниже.

3. Опыт применения и нормирования дисперсных частиц в качестве ядер кристаллизации

Практическое использование CO_2 для целей воздействия на переохлажденные облака и туманы связано с трудностями ее сохранения от быстрого испарения. Поиски других видов реагентов привели к открытию (Воннегат, 1948) возможности использования в качестве ядер кристаллизации переохлажденных облаков и туманов ультрамикроскопических частиц некоторых твердых веществ, имеющих изоморфность или эпитаксичность ко льду.

Наиболее эффективными из таких веществ для рассматриваемой цели оказались йодистое серебро AgI и в несколько меньшей мере йодистый свинец PbI_2 . Эти вещества для превращения их в отдельные взвешенные в воздухе кристаллики возгоняются при температуре в пределах от 1500 до 700° . При этом размер образующихся кристаллов зависит от разности температур испарения вещества при возгонке и последующего охлаждения его паров в воздухе.

Вследствие того что активность ядер кристаллизации зависит от размеров, а также от состояния поверхности, очень существенными для эффективности воздействия являются методы образования и введения их в облака и туманы. Стойкость таких ядер во времени зависит от ряда факторов. Особенно существенно снижается их эффективность при пребывании на свету. Так, в незащищенном состоянии в течение нескольких часов они могут полностью потерять свои кристаллизационные свойства. Отрицательно влияет на их действие в качестве ядер кристаллизации также загрязнение поверхности какими-либо растворимыми в воде веществами. Наряду с этим известно, что кристаллизационная способность ядер увеличивается в случаях применения их в присутствии некоторых примесей, например аммиака.

Экспериментальным путем установлено, что эффективное применение для целей воздействия ядер кристаллизации, полученных при возгонке AgI , имеет место при температурах ниже -4° , а ядер кристаллизации, полученных при возгонке PbI_2 , — при температурах ниже -7° .

В табл. 50 приведены некоторые наиболее распространенные методы применения AgI для целей воздействия на переохлажденные облака и туманы.

При определении исходных положений для нормирования частиц AgJ для целей воздействия на облака и туманы следует иметь в виду, что при возгонке этого вещества в пределах указанных выше температур образуется значительное количество ядер кристаллизации. Так, если принять, что преобладающий размер образующихся кристаллов 10^{-7} см, то их число может достигать $4 \cdot 10^{14}$ при возгонке 1 мг AgJ .

Согласно теории Бержерона—Финдайзена, для получения эффективных осадков требуется, чтобы в переохлажденном облаке появились ледяные зародыши в количестве от одного кристалла в 1 см³ до одного кристалла в 1 л. Ориентировочные расчеты показывают (Красиков, 1952), что если при температуре от -1 до -10° в 1 м³ облака содержится 1 г жидкой воды, а толщина слоя облака, находящегося выше нулевой изотермы, имеет порядок 1000 м, то ледяные зародыши, равномерно распределенные по всему этому слою, могут вырасти до размеров 350—400 м в количестве не больше $2 \cdot 10^4$ — $3 \cdot 10^4$ зародышей на 1 м³.

Имея в виду критические размеры (см. табл. 31) для существования и дальнейшего роста зародышей, можно найти, что для превращения капельножидкого переохлажденного облака в ледяное надо внести в 1 м³ его объема следующие количества йодистого серебра:

Температура воздуха	Размер ядра, см	Количество AgJ , г
-1	$30 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-9}$ — $4,5 \cdot 10^{-9}$
-10	$3 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-13}$ — $4,5 \cdot 10^{-12}$

Оперативность методов воздействия с использованием в качестве реагента AgJ , а также малые затраты вещества при получении больших количеств ядер кристаллизации обусловили постановку в течение последних 10 лет массовых опытов с AgJ в ряде стран, в том числе и у нас.

Результаты опытов, как это описывается в литературе, обнадеживающие. Так, по данным Крика (1956), за шесть лет деятельности специальных коммерческих организаций США (300 000 часов работы дымогенераторов кристаллов AgJ) получено увеличение количества осадков в некоторых районах Америки и других стран от 4 до 40%. Особенно успешными оказались операции по увеличению снежного покрова в горах в зимнее время, давшие увеличение осадков до 80%.

Далее, из данных Рюби (Франция, 1954) следует, что результаты, полученные при помощи ракет с этим реагентом, как правило, были положительными как в отношении предотвращения градообразования, так и в отношении вызывания осадков. В качестве примера им приводится описание опытов 1950 г. для наполнения водохранилища у плотины Сан-Шаман. В течение 12 дней было выпущено 300 ракет с постоянных и подвижных постов на автомашинах. При этом было осаждено около 200 000 т воды в водохранилище и около 2 000 000 т дождевой воды выпало вблизи.

Методы применения AgJ для целей воздействия на облака и туманы

Методы применения реагента и их авторы	Способ введения в облака и туманы	Средства возгонки и распыления реагента	Примечание автора
Дымогенераторы Америка, 1950 Воннегат Япония, 1952 Такахани Франция, 1953 Фурнье д'Альб, Ж. Бидо СССР, 1954 Гайворонский Италия, 1955 Георги Феа СССР, 1956—1958 Сулаквидзе, Кирюхин Америка, 1948 Кунс, Дисонс СССР, 1949 Пиотрович СССР, 1952 Никандров, Красиков СССР, 1956 Морачевский, Никандров	Введение реагента в облако с земли путем использования естественных вертикальных движений или в туман непосредственно Введение реагента в облако с самолета, производящего в нем полет	1. Возгонка путем сжигания угля, пропитанного раствором AgJ. Распространение частиц за счет естественного обмена 2. Возгонка в водородно-кислородном пламени. Распространение частиц за счет естественного обмена 3. Возгонка путем сжигания красного фосфора, пропитанного раствором AgJ 1. Возгонка путем сжигания угольных брикетов с добавкой AgJ. Распространение частиц за счет естественного обмена 2. Возгонка путем сжигания ацетона с примесью AgJ. Распространение частиц за счет естественного обмена	Метод получил широкое распространение, однако он не дает уверенности в точном попадании ядер кристаллизации по назначению Недостатком данного метода является его огнеопасность
Ракеты Франция, 1950 Рюби Шары-баллоны Америка, 1954 Вольтова дуга СССР, 1950 Никандров, Красиков Распыление коллоидных растворов СССР, 1957 Красиков Дымовые шашки СССР, 1957—1958 Балабанова, Сулаквидзе	Введение реагента с земли с помощью направляемой в облако ракеты Введение реагента с земли с помощью шаров-баллонов Введение реагента с земли в туман на месте воздействия Введение реагента с самолета в облако с помощью разбрызгивающего устройства Введение реагента в туман с помощью мощных разбрызгивающих струй жидкости Подъем на шарах пилотах и сброс с самолета	Возгонка при сгорании смеси взрывчатки с добавкой AgJ. Распространению частиц способствует сам взрыв Возгонка и распыление при взрыве порохового заряда Возгонка с помощью искры между электроуглями, пропитанными AgJ Разрушение капель растворов AgJ при замерзании с образованием большой массы мелких кристаллов (раскалывание) Возгонка AgJ в термитной смеси	Из опубликованных материалов следует, что в данное время это наиболее целесообразный метод, в особенности для предотвращения градообразования Многообещающий метод для переохлажденных туманов со сравнительно низкими отрицательными температурами Кристаллизация облака. Образование осадков

ЛИТЕРАТУРА

- Авгуль Н. Н. Абсолютные изотермы адсорбции паров на кварце и силикагелях разной структуры. ДАН СССР, вып. 1, 1951.
- Аганин М. А. Влияние примесей к воде в атмосфере на процессы слияния капель. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1940.
- Аганин М. А. Законы слияния капель воды. Журн. геофизики, вып. 4, 1937.
- Адам Н. К. Физика и химия поверхностей. ОГИЗ, 1947.
- Алекин О. А. Общая гидрохимия. Гидрометеиздат, Л., 1952.
- Альтберг В. Я. Аномалия воды и кристаллическая структура льда. Природа, № 2, 1928.
- Альтберг В. Я. Возникновение твердой фазы из жидкой. Природа, № 4, 1936.
- Альтберг В. Я. О центрах кристаллизации воды. Изв. ГГО, № 2, 1929.
- Альтберг В. Я. Современное положение вопроса о молекулярном строении воды и кристаллической структуре льда. Изв. Центр. гидрометбюро, вып. 7, 1927.
- Альтберг В. Я. Современное состояние знаний о зарождении и развитии ядер кристаллов. Природа, № 4, 1937.
- Альтберг В. Я. Центры кристаллизации воды. Природа, № 10, 1936.
- Амелин А. Г. Теоретические основы образования тумана в химических производствах. Госхимиздат, М., 1937.
- Андреев Н. Н. Условия конденсации воды в атмосфере. Метеорол. и гидрол., № 4, 1941.
- Аншелес О. М. Рост кристаллов около возникающих в них зародышей. Уч. зап. Лен. ун-та, т. 16, 1937.
- Артамонов. Туманы, их образование и классификация. Вестн. Моск. ун-та, сер. физ.-мат. и естеств. наук, вып. 6, № 9, 1949.
- Атлас облаков (текстовая часть). Гидрометеиздат, 1957.
- Базилевич В. В. О конденсации водяных паров в атмосфере. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 1, 1941.
- Баранов В. Я. Поверхностная энергия жидкостей и коэффициент аккомодации. Журн. физ. химии, т. XIII, вып. II, 1939.
- Баранов П. Я. Наблюдения над замерзанием воды. Труды Комитета по вечной мерзлоте, т. 6, 1938.
- Бартенев Г. М. Упругость кристаллов вблизи точек плавления. Журн. физ. химии, вып. 12, 1950.
- Бахмян А. А. Об уравнении состояния твердых тел. Труды Ин-та механики АН СССР, т. 6, 1950.
- Бачурина А. А., Туркетти З. Л. К вопросу о формировании осадков. Труды ЦИП, вып. 25(52), 1951.
- Балабанова В. Н., Бибилашвили Н. Ш., Карцивадзе А. И., Кирюхин Б. В., Сулаквелидзе Г. К. Опыт по воздействию на кучевую облачность в Алазанской долине. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1958.

- Башкирова Г. М., Красиков П. Н. Опыты по изучению некоторых веществ в качестве реагентов кристаллизации переохлажденного тумана. Труды ГГО, вып. 72, 1957.
- Беляев Л. И. К вопросу об образовании, распределении и некоторых основных свойствах морского аэрозоля. Труды Морск. гидрофиз. ин-та, т. III, 1950.
- Берденников В. П. Измерение поверхностного натяжения твердых тел. Журн. физ. химии, № 5, 1934.
- Берлага Г. Я., Демидов К. К. Влияние высокочастотного поля на линейную скорость переохлажденного салолла. Журн. exper. и теорет. физики, № 12, 1939.
- Берлага Г. Я. Влияние ультразвукового поля на кристаллизацию переохлажденных жидкостей. Журн. exper. и теорет. физики, т. 9, вып. 11, 1939.
- Берлага Г. Я., Горский Ф. К. О линейной скорости кристаллизации в магнитном поле. Журн. exper. и теорет. физики, т. 4, вып. 12, 1934.
- Битюков К. К. Величина дождевых капель и их взаимодействие с почвой. Метеорол. и гидрол., № 6, 1952.
- Блинов Л. К. О поступлении морских солей в атмосферу и о значении ветра в солевом балансе Каспийского моря. Труды Гос. океанограф. ин-та, вып. 15, 1950.
- Боришанский Л. С., Теверовский Е. Н. О выносе морских солей с моря на сушу. Метеорол. и гидрол., № 4, 1952.
- Боровик-Романова Н. Ф. Переохлаждение воды в капиллярных трубках. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва, № 1, 1924.
- Боровик-Романова Н. Ф. Переохлаждение водяных капель. Труды Лен. ин-та exper. метеорол., вып. 1, 1937.
- Боровиков А. М. Некоторые результаты изучения облачных элементов. Труды ЦАО, вып. 3, 1948.
- Боровиков А. М., Коноплев Н. П., Пинус Н. З. Опыт экспериментального исследования физико-синоптических условий образования облаков типа $Ns-A_s$ и выпадения из них осадков. Труды ЦАО, вып. 1, 1947.
- Боуден Ф. О радиусе действия поверхностных сил. Журн. физ. химии, № 5, 1934.
- Бугаев Ц. А. К вопросу о превращении кучевых облаков в перистые. Метеорол. и гидрол., № 1, 1951.
- Булгаков Н. А. Некоторые соображения относительно искусственного образования дождя. Вестн. электротехники (разд. 1); № 3, 1931.
- Бурксер Е. С. и Федорова Н. Е. Опыт исследования химического состава атмосферных вод. Гидрохим. материалы, т. XVI, 1949.
- Валл Е. Опытные данные по вопросу об образовании ледяных частиц в атмосфере. В книге «Физика образования осадков». М.—Л., 1951.
- Вейнберг Б. П. К теории осаждения облаков посыпанием их наэлектризованным песком. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва, вып. 6, 1924.
- Вейнберг Б. П. Лед, свойства, возникновение и исчезновение льда. Гостехиздат, М.—Л., 1940.
- Вейнберг Б. П. Переохлаждение воды. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва, ч. физ., вып. 7, 1908.
- Вейнберг Б. П. Снег, иней, град, лед и льдинки. Гос. научно-техн. изд-во, М.—Л., 1936.
- Воейков А. И. Воздействие человека на природу. Географиз, М., 1949.
- Воейков А. И. Круговращение воды в природе. Осадки и испарение. Метеорол. вестн., № 10, 12, 1894.
- Волькенштейн М. В. Строение молекул. Гостехиздат, М.—Л., 1947.
- Воннегат Б. Образование ледяных кристаллов в переохлажденных облаках под воздействием йодистого серебра. В книге «Физика образования осадков» ИЛ Л.—М., 1951.
- Воронцов П. А. К вопросу о строении облаков. Метеорол. и гидрол., № 11—12, 1938.

- Воронцов П. А. Оптические явления и строение облаков по наблюдениям при самолетных подъемах. Метеорол. и гидрол., № 7, 1940.
- Воскресенский А. И., Морачевский В. Г., Никандров В. Я. Применение твердой CO_2 для рассеивания туманов в Арктике. Проблемы Арктики, № 2, 1957.
- Вуколович М. П., Новиков И. И. Уравнение состояния реальных газов. Госэнергоиздат, М., 1948.
- Вульф Г. В. Кристаллы, их образование, вид и строение. М., 1917.
- Гайворонский И. И. Об исследованиях, проведенных в ЦАО, в области искусственных воздействий на облака и туманы. Труды ЦАО, вып. 20, 1948.
- Гайворонский И. И. О ядрах конденсации в свободной атмосфере. Труды ЦАО, вып. 4, 1949.
- Гаупт Д. и Гош С. Камера Вильсона и ее применение в физике. ИЛ, М., 1947.
- Герасимов Я. И. О термодинамическом уравнении Гребенщикова — аналоге уравнения Клапейрона—Клаузиуса. Вестн. Моск. ун-та, сер. физ.-мат. и естеств. наук, вып. 3, № 5, 1949.
- Гертнер Г. Прозрачность замутненной атмосферы для инфракрасных волн. Госэнергоиздат, М., 1949.
- Глауберман А. Е. К теории поверхностной энергии гетерополярных кристаллов. Журн. физ. химии, вып. 2, 1949.
- Городецкий Г. А. Озон и перекись азота в воздухе и методы их определения. Журн. прикл. химии, № 2, 1936.
- Гороховский Ю. Н. Электрокинетический потенциал иодистого серебра. Журн. физ. химии, № 5, 1934.
- Горский Ф. К. Влияние ультразвука на кристаллизацию переохлажденных жидкостей. Изв. АН БССР, вып. 6, 1950.
- Горский Ф. К., Михневич Г. Л. Изменение хода температурной кривой числа центров кристаллизации переохлажденного пиперина под действием постоянного электрического поля. Журн. exper. и теорет. физики, № 2, вып. 4, 1932.
- Грабовский Р. И. Атмосферные ядра конденсации. Гидрометеониздат, Л., 1956.
- Грабовский Р. И. К вопросу о «вымывании» хлоридов из атмосферы осадками. Вестн. Лен. ун-та, сер. матем., физики и химии, № 12, 1952.
- Грабовский Р. И. Мировой океан как источник атмосферных ядер конденсации. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1952.
- Грабовский Р. И. О концентрации хлорида в осадках и облачных элементах. Вестн. Лен. ун-та, № 10, 1951.
- Грабовский Р. И. О происхождении атмосферных ядер конденсации. Природа, № 1, 1953.
- Грабовский Р. И. О природе атмосферных ядер конденсации. Метеорол. и гидрол., № 4, 1951.
- Гудрис Н., Куликова Л. Испарение малых водяных капель. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва, ч. физич., вып. 2—3, 1924.
- Данилов В. И. О роли нерастворимых примесей при кристаллизации жидкостей. В книге «Сборник научных работ Лабор. металлофизики АН УССР». Киев, 1948.
- Данков П. Д. Образование кристалла. Природа, № 12, 1933.
- Дарлинг Ч. Р. Капли, их образование и движение. АН СССР, М., 1937.
- Дерягин Б. В. и Зорин З. М. Оптическое исследование адсорбции и поверхностной конденсации паров вблизи насыщения. ДАН СССР, т. 98, № 1, 1954.
- Дерягин Б. В., Прохоров П. С. Исследование причин неслияния жидких капель в статических условиях (при длительном контакте). В книге «Новые идеи в области изучения аэрозолей». Под ред. Б. В. Дерягина. АН СССР, М.—Л., 1949.
- Дерягин Б. В., Тодес О. М. Теория движения и роста капель в восходящем потоке ненасыщенного или пересыщенного парами воздуха и ее

возможные метеорологические приложения. В книге «Новые идеи в области изучения аэрозолей». Под ред. Б. В. Дерягина. АН СССР, М.—Л., 1949.

Добронский С. В., Вавилов П. Б. К вопросу о выносе солей на сушу с брызгами морской воды. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 1, 1938.

Древинг В. П. Правило фаз. Моск. ун-т, М., 1954.

Дубинин М. М. и Тимофеев М. П. Адсорбируемость — физико-химическое свойство парообразных веществ. Журн. физ. химии, т. XXI, № 10, 1947.

Думанский А. В. Теплота смачивания и набухания. ДАН СССР, т. 64, № 4, 1949.

Дюбюк А. Ф. К вопросу о коллоидальной неустойчивости, конденсации и осадках в атмосфере. Вестн. Моск. ун-та, сер. физ.-мат. и естеств. наук, № 7, 1948.

Дюфур Л., Фергюссон Холл, Ладлам Ф. Х., Смит Э. Ж. Доклад рабочей группы Аэрологической комиссии Всемирной метеоролог. организации. В книге «Искусственные воздействия на облака и осадки». Пер. с англ. Гидрометеиздат, Л., 1957.

Жуховицкий А. А. Адсорбция газов и паров. Госхимиздат, М., 1938.

Зайцев В. А. Водность и распределение капель в кучевых облаках. Труды ГГО, вып. 19(81), 1950.

Зайцев В. А. Размеры и распределение капель в кучевых облаках. Труды ГГО, вып. 13, 1948.

Зайцев В. А. Распределение ядер конденсации в дни с кучевой облачностью. Труды ГГО, вып. 7(69), 1948.

Зак Е. Г. Кинетика испарения капель воды в воздушном потоке. Журн. геофизики, т. 6, вып. 5, 1936.

Зак Е. Г. Микроструктура фронтальных облаков. Метеорол. и гидрол., № 6, 1949.

Заморский А. Д. Снежные формы осадков из зимних ливневых облаков. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 3, 1948.

Заморский А. Д., Сапожников А. А. Общая классификация снежинок и частота их выпадения. Метеорол. и гидрол., № 2, 1948.

Заморский А. Д. О генетической классификации туманов. Метеорол. и гидрол., № 4, 1946.

Заморский А. Д. Сублимационный рост снежинок. Труды ГГО, вып. 13, 1948.

Заморский А. Д. Коагуляционный рост снежинок. Труды ГГО, вып. 24, 1950.

Заморский А. Д. Атмосферный лед, иней, гололед, снег и град. АН СССР, М.—Л., 1955.

Измайлов Г. И., Прохоров Б. С., Дерягин Б. В. О возможности поверхностной активизации и пассивизации ядер при конденсации паров воды. Коллоидн. журн., № 5, 1957.

Ильин Б. В. Молекулярные силы и их электрическая природа. Госиздат, Л., 1929.

Имянитов И. М., Чуваев А. П. К вопросу об условиях перехода мощно-кучевых облаков в грозовые. Метеорол. и гидрол., № 2, 1956.

Искольдский И. И. Летучесть солей с водяным паром. Журн. прикл. химии, т. XII, № 1, 1939.

Качурин Л. Г. Замерзание монодисперсных водных аэрозолей. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1951.

Кириухин Б. В. Испарение капель воды и водных растворов солей. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 7, 1945.

Кириухин Б. В., Красиков П. Н. Облака, дождь и снег. Гидрометеиздат, Л., 1953.

Кириухин Б. В., Певзнер С. И. Температура замерзания взвешенных в масле капель воды и растворов солей. Труды ГГО, вып. 57(119), 1956.

- Кириухин Б. В. Упругость водяного пара над жидкой и замерзшей каплями раствора. Труды ГГО, вып. 24(86), 1950.
- Кицын М. Д. Испарение капелек в атмосфере газа. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 1, 1941.
- Клинов Ф. Я. Ледяные кристаллы и ледяные туманы в атмосфере. Природа, № 2, 1957.
- Козачковский О. О влиянии рельефа поверхности механических примесей на кристаллизацию жидкостей. В книге «Сборник научных работ Лабор. металлофизики АН УССР». Киев, 1948.
- Колодковский Н. А., Удовенко В. В. Об адиабатическом расширении насыщенных паров и образовании туманов. Журн. общ. химии, № 1, 1931.
- ✓ Колесников А. Г., Беляев В. И. О кристаллизации переохлажденного облака на искусственных ядрах сублимации, введенных в него путем засева. Научные доклады высшей школы, № 2, 1958.
- Колесников А. Г., Беляев В. И. О кристаллизации переохлажденного водного облака путем замерзания капель. Изв. АН СССР, сер. геофизич., № 5, 1958.
- Колесников А. Г., Беляев В. И. К расчету скорости кристаллизации переохлажденного облака при воздействии на него твердой углекислотой. Научные доклады высшей школы, № 4, 1958.
- Комаров Н. С. Искусственный холод. Гостехиздат, М., 1950.
- Кондратьев В. Н. Строение молекул и элементарные химические процессы. Гос. техн.-теорет. изд-во, М.—Л., 1934.
- Кондратьев К. Я. Лучистая энергия Солнца. Гидрометеониздат, Л., 1954.
- Конобеевский С. Мозаичный кристалл. Физ. словарь, 1937.
- Копелиович С. К., Троицкая Н. Н. Сорбция водяных паров из воздуха силикагелем. Журн. прикл. химии, вып. 4, 1936.
- Коржимовский Г. А. Несколько замечаний по вопросу о строении поверхностного слоя. Журн. физ. химии, № 6, 1935.
- Красиков П. Н., Чикирова Г. А. Микрофизические характеристики местных туманов. Труды ГГО, вып. 57(119), 1956.
- Красиков П. Н. Условия равновесия в аэрозолях. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 34, 1946.
- Красиков П. Н., Мамонтов Н. В. Определение размеров частиц, изоморфных льду, применяемых при опытах фазового превращения воды. Труды ГГО, вып. 67, 1957.
- Крестанов Л. Об одном случае укрупнения капелек облака путем слияния. ДАН СССР, т. 67, № 1, 1951.
- Кройт П. Р. Наука о коллоидах. ИЛ, М., 1955.
- Кудрявцев Б. Б. Применение ультразвуков при исследовании газообразных веществ. Применение ультразвуки к исследованию вещества. Вып. IV. Изд. МОПИ (Моск. обл. пед. ин-та), 1957.
- Кузнецов В. Д. Кристаллы и кристаллизация. Гостехиздат, М., 1954.
- Курс метеорологии. Под ред. П. Н. Тверского. Гидрометеониздат, Л., 1951.
- Лангмюр И. Роль частиц в дымах и облаках и образование снега в переохлажденных облаках. Успехи физ. наук, т. 37, вып. 3, 1949.
- Лангмюр И. Упругость пара, испарение, конденсация и адсорбция. Успехи химии, № 2, 1933.
- Левин Л. М. О функциях распределения облачных капель. Изд. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1958.
- Левин Л. М. О коагуляции заряженных облачных капель. ДАН СССР, 94, № 3, 1958.
- Ляликов К. С. Экспериментальная проверка формулы Томсона. ДАН СССР, т. 15, № 6—7, 1937.
- Мамина Е. Ф., Федоров Е. К. О водном балансе облачной системы. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1957.
- Манакин Б. Л., Гречановский В. П., Доментианова З. И. Осаждение водяных паров из воздуха с помощью искусственных ядер конденсации. Труды Одесского ун-та, т. V, 1954.

- Мартынов В. М. О форме капель в высокодисперсных эмульсиях и туманах. Коллоидн. журн., № 5, 1950.
- Мейсон Б. Д. Влияние человека на погоду. Успехи физ. наук, т. 52, вып. 1, 1957.
- Михневич Г. Л., Ефимова В. П. Кинетика кристаллизации переохлажденной органической жидкости на частицах примесей. Труды Одесского ун-та, т. V, 1954.
- Михневич Г. Л. Кинетика образования центров кристаллизации в быстрокристаллизующихся переохлажденных жидкостях. Труды Одесского ун-та, т. V, 1954.
- Мокрушин С. Г. Поверхностная энергия молекул и их физико-химические свойства. Журн. физ. химии, № 4—5, 1934.
- Начаткин И. Г. Десорбция газов и водных растворов в воздухе. Журн. прикл. химии, № 3, 1936.
- Никандров В. Я. Об ассоциации молекул водяного пара в атмосфере. Труды ГГО, вып. 31 (93), 1951.
- Никандров В. Я. Опыты с переохлажденными каплями воды. Труды ГГО, вып. 31 (93), 1951.
- Никандров В. Я. К вопросу о заряде частиц облаков и туманов. Труды ГГО, вып. 57 (119), 1956.
- Никандров В. Я. О взаимодействии переохлажденных водяных капель с твердыми частицами. Труды ГГО, вып. 57 (119), 1956.
- Никандров В. Я. К вопросу о сублимационном образовании твердых облачных элементов. Труды ГГО, вып. 31 (93), 1951.
- Никандров В. Я. О предпереходном состоянии водяного пара в атмосфере. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 7, 1945.
- Никандров В. Я. К вопросу о нормировании расхода твердой CO_2 при воздействии на облака. Труды ГГО, вып. 67, 1957.
- Никандров В. Я. Природа образования капелек и льдинок в условиях больших пересыщений. Труды ГГО, вып. 73, 1958.
- Никандрова Г. Т., Чуваев А. П. К исследованию перестройки микроструктуры облаков при воздействии на них твердой углекислотой. Труды ГГО, вып. 67, 1957.
- Никандрова Г. Т., Чуваев А. П. О роли задерживающих слоев в разращении осадков. Метеорол. и гидрол., № 4, 1956.
- Новые исследования по кристаллографии и кристаллохимии. Под ред. Боккий. ИЛ, М., 1950.
- Оболенский В. Н. Условия устойчивости облаков и туманов и условия выделения из них осадков. Метеорол. вестн., № 2—4, 1931.
- Оболенский В. Н. Дополнения и уточнения к теории атмосферной конденсации. Метеорол. и гидрол., № 3, 1941.
- Оболенский В. Н. Роль ионов, нейтральных и заряженных пылинок и химически активных ядер при образовании облаков и туманов. Журн. геофизики, т. 6, 1934.
- Оболенский В. Н. Роль ионов в конденсации водяного пара. Журн. геофизики, т. 4, вып. 1, 1934.
- Панченков Г. М. Вязкость и строение воды. ДАН СССР, т. XXX, § 6, 1951.
- Поздняков А. Опыт исследования химического состава осадков в зависимости от метеорологических факторов. Журн. опытно. агрономии, т. 5, 1904.
- Пономарев И. Ф. Метод принудительной кристаллизации. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва, ч. хим., 1917.
- Прохоров П. С. и Яншин В. Н. О причинах неслияния водяных капель при соударении. Коллоидн. журн., т. 10, вып. 2, 1948.
- Пузанов В. П. и Аккуратов В. У. К вопросу о механизме образования некоторых видов градин. Метеорол. и гидрол., № 6, 1952.
- Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. АН СССР, М.—Л., 1945.

- Рудакова Н. В. Озон как фактор конденсации водяных паров. Труды Лен. ин-та экспер. метеорол., вып. 1, 1937.
- Селезнева Е. С. Микроструктура облаков. Метеорол. и гидрол., № 2, 1947.
- Селезнева Е. С. Условия образования кучевых облаков по наблюдениям летом 1946 г. Труды ГГО, вып. 7(69), 1947.
- Селезнева Е. С. Структура облаков по наблюдениям в Эльбрусской экспедиции. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 7, 1945.
- Селезнева Е. С. О ядрах конденсации в атмосфере. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 7, 1945.
- Сер-Сербина Н., Дубинских В. Поверхностные явления в процессах кристаллизации. Журн. физ. химии, № 5, 1934.
- Сивков С. И. Столбы около Солнца и ледяные кристаллы. Кристаллы в приземном слое воздуха. Метеорол. и гидрол., № 5, 1951.
- Соколов М. Д. Водородная связь. Успехи физ. наук, т. 57, вып. 2, АН СССР, 1955.
- Странский И. Н., Кашнев Р. К теории роста кристаллов и образования кристаллических зародышей. Успехи физ. наук, т. 21, вып. 4, 1939.
- Суворов Н. П. О теплоте ассоциации воды. Химикореферативный журн., т. IV, вып. 3, 1941.
- Тараян Г. И. К вопросу об определении размеров капель тумана. Труды Лен. ин-та экспер. метеорол., вып. 1, 1937.
- Таубман А. Б. Поверхностная активность и организация полярных молекул в зависимости от природы поверхности раздела. Журн. общ. химии, № 1, 1931.
- Тверской П. Н. Нерешенные вопросы физики облаков и осадков. Вести. Лен. ун-та, № 1, 1947.
- Тверская Н. П. Испарение падающей капли. Уч. зап. Лен. ун-та, вып. 7, 1949.
- Тверская Н. П. К вопросу об определении числа ядер конденсации в атмосфере. Научн. бюл. Лен. ун-та, № 31, 1953.
- Тимофеев М. П., Швец М. Е. Испарение мелких капель воды. Метеорол. и гидрол., № 2, 1948.
- Тодес О. М. К теории коагуляции и укрупнения частиц в золях. Кинетика коагуляции полидисперсных золей. Сборник работ по физ. химии АН СССР, М., 1947.
- Тушинский Г. К., Гуськова Е. Ф., Губарев В. Д. Перекристаллизация снега и возникновение лавин. Моск. ун-т, 1953.
- Уразовский С. С. О возможности кооперативных превращений в жидкостях. ДАН СССР, т. 82, № 1, 1952.
- Уразовский С. С. О природе молекулярно-полиморфных превращений в жидкостях. Журн. физ. химии, т. XXV, вып. 4, 1951.
- Уразовский С. С., Сидоров И. А. Об особенностях в температурной зависимости теплоемкости жидкостей и о природе фазовых превращений второго рода. ДАН СССР, т. 70, № 5, 1950.
- Федоров Е. К. Электрические заряды частиц осадков. ДАН СССР, т. 78, № 6, 1951.
- Федоров Е. К. Воздействие человека на метеорологические процессы. Вопросы философии, № 4, 1958.
- Федосеев В. А., Кажинский Б. Б., Манакин Б. А. и Доментянова З. М. Воздействие распыляемых растворов хлористого кальция на водный туман. Коллоидн. журн., т. 14, вып. 4, 1952.
- Федосеев В. А., Полещук Д. М. Испарение капель некоторых органических жидкостей. Труды Одесского ун-та, т. V, 1954.
- Фервей Е. В. Электрический двойной слой и устойчивость лиофобных коллоидов. Успехи химии, т. 4, вып. 8, 1935.
- Физика образования осадков. Физика процессов образования осадков и искусственных воздействий на облака. Под ред. Б. В. Дерягина и А. Х. Хргиана. ИЛ, М., 1954.

- Финдайзен В., Шульц Г. Экспериментальное исследование образования ледяных частиц в атмосфере. В книге «Физика образования осадков». ИЛ, М., 1951.
- Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. АН СССР, М., 1945.
- Френкель Я. И., Шишкин Н. С. Роль коагуляции водяных капель в возникновении грозовых разрядов. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 4, 1946.
- Френкель Я. И. Теория явлений атмосферного электричества. Гостехиздат, М., 1949.
- Френкель Я. И. О поверхностном ползании частиц у кристаллов и естественной шероховатости кристаллических граней. Журн. exper. и теорет. физики, т. 16, вып. 1, 1946.
- Френкель Я. И. Статистическая теория конденсации (ассоциации и полимеризации). Журн. exper. и теорет. физики, т. 9, вып. 2, 1939.
- Фридман Э. Х. Природа воды. Тяжелая вода. Химиздат, Л., 1935.
- Фрумкин А., Фукс Н. А. Упругость пара малых капель и кристаллов. Успехи хим. наук, № 3, 1935.
- Фукс Н. А. К теории молекулярного адсорбционного слоя. Журн. физ. химии, № 4, 1933.
- Фукс Н. А. О поверхностной конденсации водяного пара. Журн. физ. химии, № 6, 1935.
- Фукс Н. А. О скорости испарения капелек в атмосфере газа. Журн. exper. и теорет. физики, т. 4, вып. 7, 1934.
- Фукс Н. А. Механика аэрозолей. АН СССР, Л.—М., 1953.
- Фурнье д'Альб Э. Опыты по конденсации водяного пара при температуре ниже 0°С. В книге «Физика образования осадков». ИЛ, М., 1951.
- Химач М. А., Шишкин Н. С. Определение коэффициента эффективности соударения водяных капель. Труды ГГО, вып. 31(93), 1951.
- Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Гостехиздат, М., 1953.
- Честная И. И. Микроструктура кучевых облаков. Труды ГГО, вып. 7(69), 1948.
- Чуваев А. П. Об условиях, благоприятных для искусственного вызывания осадков из мощных кучевых облаков. Метеорол. и гидрол., № 11, 1956.
- Чуваев А. П. Об особенностях методики воздействия «сухим льдом» на конвективные облака с целью вызывания из них осадков. Труды ГГО, вып. 72, 1957.
- Чуваев А. П. Опыт регулирования развития облаков мощной конвекции в северо-западных районах ЕТС. Труды ГГО, вып. 67, 1957.
- Шахов А. А. Физические процессы в снеговом покрове. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. 12, № 3, 1948.
- Швец М. Е. Об испарении капли. Информ. сборник Гидрометслужбы, № 1, 1951.
- Швец М. Е. К вопросу об изучении осаждения облачных капель на твердых телах. Труды ГГО, вып. 24, 1950.
- Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гостехиздат, М., 1954.
- Шишкин Н. С. Данные некоторых измерений размера капель грозовых и ливневых дождей. Труды ГГО, вып. 47, 1954.
- Шишкин Н. С. Некоторые физические закономерности фазовых превращений гидрометеоров. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1953.
- Шишкин Н. С. О размере капель дождя. ДАН СССР, т. 90, № 2, 1953.
- Шишкин Н. С. О слиянии облачных капель. Труды ГГО, вып. 24(86), 1950.
- Шишкин Н. С. К вопросу о росте капель в облаках и туманах. Метеорол. и гидрол., № 5, 1948.
- Шишкин Н. С. О влажности воздуха в кучевых облаках. Труды ГГО, вып. 31(93), 1951.
- Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. Гос. изд-во техн.-теорет. лит., Л., 1953.
- Шифрин К. С. О возрастании среднего размера капель с высотой. Труды ГГО, вып. 31(93), 1951.

- Шифрин К. С. К теории радиационных свойств облаков. ДАН СССР, т. 94, № 4, 1954.
- Шифрин К. С. Кинетика образования осадков. Труды ГГО, вып. 31 (93), 1951.
- Шифрин К. С. Об испарении осадков в процессе их выпадения. Труды ГГО, вып. 31 (93), 1951.
- Шифрин К. С. Кинетика образования осадков. Труды ГГО, вып. 31 (93), 1951.
- Шмаус, Виганд. Атмосфера как коллоид. Гидрометеиздат, М., 1933.
- Шмелер С. М. О содержании хлора в воде облаков в связи с их микро-структурой. Труды ЦАО, вып. 9, 1952.
- Шубников А. В. Влияние температуры на кристалл. Журн. Русск. физ.-хим. об-ва, ч. физ., 1918.
- Шубников А. В. Образование кристаллов. АН СССР, М., 1947.
- Шулейкин В. В. Физика моря. АН СССР, М., 1953.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. АН СССР, М., 1955.
- Эванс Р. Введение в кристаллохимию. Госхимиздат, М., 1948.
- Эйкен А. Курс химической физики. Гос. науч.-техн. изд-во, М., 1935.
- Юдин М. И. К теории рассеяния тел конечных размеров в турбулентной атмосфере. ДАН СССР, т. 49, № 8, 1945.
- Artificial stimulation of rain. The Meteorological Magazine, vol. 79, No 931 1950.
- Axford D. W. E., Sawyer K. F. & Sugden T. M. The physical investigation of certain hygroscopic aerosols. Proceedings of the Royal Society, vol. 195, No 1040, 1948.
- Baldit A. La probleme de la dissipation du brouillard. La Meteorologie, t. VII, 1931.
- Barkow E. Versuche über Entstehung von Nebel bei Wasserdampf und einigen anderen Dämpfen. Annalen der Physik, Bd. 23, Nr. 7, 1907.
- Barness. The crystal structure of ice between 0°C and -183°C . Proceedings of the Royal Society of London, No 125, 1929.
- Barral M. Premier memoire sur les eaux de pluie de l'Observatoire de Paris. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris, t. 34, I—VI, 1852.
- Bates D. R. & Nicolet M. The photochemistry of atmospheric water vapor. Journal of Geophysical Research, vol. 55, No 3, 1950.
- Bent A. E. Radar detection of precipitation. Journal of Meteorology, vol. 3, No 3, 1946.
- Bergeron T. The problem of artificial control of rainfall on the globe. I. General effects of ice nuclei in clouds. Tellus, vol. 1, No 3, 1949. II. The coastal orographic maxima of precipitation in autumn and winter. Tellus, vol. 1, No 3, 1949.
- Best A. C. The evaporation of raindrops. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 78, No 336, 1952.
- Birstein S. J. The effect of relative humidity on the nucleating properties of photolyzed silver iodide. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 32, No 10, 1951.
- Birstein S. J. The role of adsorption in heterogeneous nucleation. Journal of Meteorology, vol. 12, No 4, 1955.
- Blatchford A. H. The diffraction of X-rays by liquid sulphur. Proceedings of the Physical Society, vol. 45, p. 4, No 249, 1933.
- Born M. & Fuchs K. The statistical mechanics of condensing systems. Proceedings of the Royal Society, vol. 166, No 926, 1938.
- Bowen E. G. A new method of stimulating convective clouds to produce rain and hail. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 78, No 335, 1952.
- Bowen E. G. The formation of rain by coalescence. Australian Journal of Scientific Research, Ser. A, Physical Sciences, vol. 3, No 1, 1950.
- Braham R. R., Reynolds S. E. & Harrell J. H. Possibilities for cloud seeding as determined by a study of cloud height versus precipitation. Journal of Meteorology, vol. 8, No 6, 1951.

- Brandt O. & Hiedemann E. The aggregation of suspended particles in gases by sonic and supersonic waves. Transactions of the Faraday Society, vol. 32, p. 8, 1936.
- Brandt O. und Hiedemann E. Über das Verhalten von Aerosolen im akustischen Feld. Kolloid—Zeitschrift, Bd. 75, Hf. 2, 1936.
- Brier G. W. & Enger J. An analysis of the results of the 1951 cloud seeding operations in Central Arizona. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 33, No 5, 1952.
- Brun E. et Demon L. Sur la formation artificielle de la pluie. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, t. 225, No 20, 1947.
- Byers H. R. Condensation nuclei and precipitation. Journal of Meteorology, vol. 6, No 5, 1949.
- Byers H. R. A rational approach to rain making. Proceedings of the Indian Academy of Sciences. Sect. A, vol. 37, No 2, 1953.
- Cauer H. Einiges über den Einfluss des Meeres auf den Chemismus der Luft. Die Balneologie, Jrg. 5, Hf. 9, 1938.
- Cauer H. Ergebnisse chemisch—meteorologischer Forschung. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Bd. 1, Hf. 3—4, 1949.
- Coons R. D., Gentry R. C. & Gunn R. First partial report on the artificial production of precipitation: stratiform clouds, Ohio, 1948. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 29, No 5, 1948.
- Coons R. D., Jones E. D. & Gunn R. Second partial report on the artificial production of precipitation: cumuliform clouds, Ohio, 1948. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 29, No 10, 1948.
- Coons R. D., Jones E. L. & Gunn R. Third partial report on the artificial production of precipitation: orographic stratiform clouds, California, 1949. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 30, No 7, 1949.
- Coons R. D., Jones E. L. & Gunn R. Fourth partial report on the artificial production of precipitation: cumulus clouds, Gulf States, 1949. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 30, No 8, 1949.
- Dacy G. H. Science seeks to hatch artificial weather. Tycos Rochester 1930.
- Diem M. Messungen des Grösse von Wolkenelementen. II. Meteorologische Rundschau, Jrg. 1, Hf. 9/10, 1948.
- Emmons G., Hanzwitz B., Wadsworth G. P., Willett H. C. Dr. Langmuir's article on precipitation control. Science, vol. 113, No 2929, 1951.
- Fast T. W. R. & Marshall J. S. Turbulence in clouds as a factor in precipitation. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 80, No 343, 346, 1954.
- Findelsen W. Die kolloidmeteorologischen Vorgänge bei der Niederschlagsbildung. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 55, Hf. 4, 1938.
- Findelsen W. Das Verdampfen der Wolken und Regen'ropfen. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 56, Hf. 12, 1939.
- Frith R. Artificial nucleation of clouds. The Meteorological Magazine, vol. 79, No 931, 1950.
- Frith R. & Bannon J. K. Artificial stimulation of rain formation. The Meteorological Magazine, vol. 77, No 909, 1948.
- Gott J. P. On the electric charge collected by water drops falling through ionized air in a vertical electric field. Proceedings of the Royal Society, London, Ser. A, vol. 142, No A 846, 1933.
- Gunn K. & Hitschfeld W. A laboratory investigation of the coalescence between large and small water drops. Journal of Meteorology, vol. 8, No 1, 1951.
- Gunn K. Z. S. & Marshall J. S. The effect of wind shear on falling precipitation. Journal of Meteorology, vol. 12, No 4, 1955.
- Hall F. An evaluation of the technique of cloud seeding to date. Transactions of the New York Academy of Sciences, ser. II, vol. 14, No 1, 1951.

- Hall F. Status of possibilities of artificial precipitation. Transactions of the American Geophysical Union, vol. 33, No 6, 1952.
- Hall F., Henderson T. J. & Cundiff S. A. Cloud seeding in the Sierra near Bishop, California. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 34, No 3, 1953.
- Haurwitz B. On the results of recent experiments in the artificial production of precipitation. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 31, No 9, 1950.
- Hawkes J. B. & Astheimer R. W. Fluctuations in the refractivity of water. The Physical Review, vol. 73, No 5, 1948.
- Hosler C. L. On the crystallization of supercooled clouds. Journal of Meteorology, vol. 8, No 5, 1951.
- Houghton H. G. An appraisal of cloud seeding as a means of increasing precipitation. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 32, No 2, 1951.
- Humphreys W. J. Fogs and clouds. Baltimore, 1926.
- Inn I. C. V. Photolytic inactivation of ice-forming silver iodide nuclei. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 32, No 4, 1951.
- Kassner C. Die Lufttemperatur bei Schnee- und Graupelfall in und um Berlin. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 25, Hf. 8, 1918.
- Aufm Kampe H. J. & Weickmann H. K. The effectiveness of natural and artificial aerosols as freezing nuclei. Journal of Meteorology, vol. 8, No 5, 1951.
- Кръстанов Л. Върху някои основни въпроси въ микрофизиката облаците. Трудове на Централния метеорологичен институт, т. 1, 1941.
- Krastanow L. Über die Bildung der unterkühlten Wassertropfen und der Eiskristalle. Meteorologische Zeitschrift, Bb. 57, Hf. 10, 1940.
- Krastanow L. Beitrag zur Theorie der Tropfen und Kristallbildung in der Atmosphäre. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 58, Hf. 2, 1941.
- Kraus E. B. & Squires P. Experiment on the stimulation of clouds to produce rain. Nature, vol. 159, No 4041, 1947.
- Landsberg H. Atmospheric condensation nuclei. Ergebnisse der Kosmischen Physik, Bd. 3, 1938.
- Langmuir J. Cloud seeding by means of dry ice, silver iodide and sodium chloride. Transactions of the New York Academy of Sciences, ser. II, vol. 14, No 1, 1951.
- Langmuir J. The production of rain by a chain reaction in cumulus clouds at temperatures above freezing. Journal of Meteorology, vol. 5, No 5, 1948.
- Leopold L. B. & Halstead M. H. First trials of the Schaefer—Langmuir dry ice cloud seeding technique in Hawaii. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 29, No 10, 1948.
- Leopold L. & Mordy W. A. 1948—1949 Trials of the Schaefer—Langmuir cloud seeding technique in Hawaii. Tellus, vol. 3, No 1, 1951.
- Lewis W. The importance of artificial nucleation for the production of precipitation. Transactions of the New York Academy of Sciences, ser. II, vol. 12, No 12, 1949—1950.
- Loewe F. Some forerunners of rainmaking by seeding of clouds. Weather, vol. 8, No 2, 1953.
- Ludlam F. H. The composition of coagulation elements in cumulonimbus. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 76, No 327, 1950.
- Ludlam F. H. The production of showers by the growth of ice particles. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 78, No 338, 1952.
- Mac Cready P. B. Results of cloud seeding in Central Arizona, Winter 1951. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 33, No 2, 1952.
- Mason B. J. The nature of ice-forming nuclei in the atmosphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 76, No 327, 1950.

- Meyer J. und Pfaff W. Zur Kenntnis der Kristallisation von Schmelzen. I. Zeitschrift für anorganische Chemie, Bd. 217, Hf. 3, 1934. II. Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie, Bd. 222, Hf. 4, 1935. III. Zeitschrift für anorganische und allgemeine Chemie, Bd. 224, Hf. 3, 1935.
- Orr J. L., Fraser D. & Pettit K. G. Canadian experiments on artificially induced precipitation. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 31, No 2, 1950.
- Palmer H. P. Natural ice-particle nuclei. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 75, No 323, 1949.
- Parker R. C. Experiments on coagulation by supersonic vibrations. Transactions of the Faraday Society, vol. 32, p. 8, 1936.
- Project Cirrus. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 31, No 8, 1950.
- Reynolds S. E., Hume N. W. & Mewhirtes M. Effects of sunlight and ammonia on the action of silver iodide particles as sublimation nuclei. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 33, No 1, 1952.
- Reynolds S. E., Hume N. W., Vonnegut B. & Schaefer V. J. Effect of sunlight on the action of silver iodide particles as sublimation nuclei. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 32, No 2, 1951.
- Robitzsch M. Tropfenadiabaten. Zeitschrift für Meteorologie, Bd. 7, Hf. 6, 1953.
- Rona Z. Reflexiók az eső méterseges előidézéséhez. Az Időjárás, Evf. 30, No 7—8, 1926.
- Rosini E. Rapporto preliminare della campagna di ricerche sulle nubi grandinogene condotta nell'estate 1958 e schema di organizzazione delle ricerche sulle nubi grandinogene e sui mezzi antigrandine da condurre nell'estate 1959. Uerona, 1959.
- Rouilleau J. La pluie artificielle. La Houille blanche, No 1, 1954.
- Schaefer V. J. The effects produced by seeding supercooled clouds with dry ice and silver iodide. Centenary Proceedings of the Royal Meteorological Society, London, 1950.
- Schaefer V. J. The formation of ice crystals in the laboratory and the atmosphere. Chemical Reviews, vol. 44, No 2, 1949.
- Schaefer V. J. Induced precipitation and experimental meteorology. Transactions of the New York Academy of Sciences, ser. II, vol. 12, No 12, 1949—1950.
- Schaefer V. J. The production of ice crystals in a cloud of supercooled water droplets. Science, vol. 104, No 2707, 1946.
- Schulz G. Der Einfluss von Fremdkörpern auf die Unterkühlungsfähigkeit des Wassers. Meteorologische Rundschau, Jrg. 1, No 7/8, 1948.
- Smith E. J. Experiments in seeding cumuliform cloud layers with dry ice. Australian Journal of Scientific Research, ser. A, Physical Sciences, vol. 2, No 1, 1949.
- Smith E. J. The influence of meteorological conditions on rainmaking in the Sidney area. Australian Journal of Scientific Research, ser. A, Physical Sciences, vol. 5, No 1, 1952.
- Smith E. J. & Heffernan K. J. Airborne measurements of the concentration of natural and artificial freezing nuclei. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 80, No 344, 1954.
- Squires P. & Smith E. J. The artificial precipitation by means of dry ice. Australian Journal of Scientific Research. Ser. A, Physical Sciences, vol. 2, No 2, 1949.
- Stranski J. N. und Kalschew R. Über den Mechanismus des Gleichgewichtes kleiner Kriställchen. I. Kalschew R. und Stranski J. N. Über den Mechanismus des Gleichgewichtes kleiner Kriställchen. II. Zeitschrift für physikalische Chemie, Abt. B, Bd. 26, Hf. 1/2, 1934.
- Vonnegut B. Cloud seeding. Scientific American, vol. 186, No 1, 1952.

- Vonnegut B. Experiments with silver iodide smokes in the natural atmosphere. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 31, No 5, 1950.
- Vonnegut B. Note on nuclei for ice crystal formation. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 30, No 5, 1949.
- Vonnegut B. The nucleation of ice formation by silver iodide. Journal of Applied Physics, vol. 18, No 7, 1947.
- Vonnegut B. Nucleation of supercooled water clouds by silver iodide smokes. Chemical Reviews, vol. 44, No 2, 1949.
- Vonnegut B. Technique for generating silver iodide smoke. Journal of Colloid Science, vol. 5, No 1, 1950.
- Vonnegut B. & Maynard K. Spraynozzle type silver iodide smoke generator for airplane use. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 33, No 10, 1952.
- Vonnegut B. & Neubauer R. Recent experiments on the effect of ultraviolet light on silver iodide nuclei. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 32, No 9, 1951.
- Wall E. Einfaches Schema der atmosphärischen Eiskeimbildung. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 59, Hf. 6, 1942.
- Wall E. Material zur Frage der Eiskeimbildung in der Atmosphäre. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 59, Hf. 4, 1942.
- Wegener A. Frostübersättigung und Cirren. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 37, Hf. 1/2, 1920.
- Wendler A. Das Problem der technischen Wetterbeeinflussung. Hamburg, 1927 (Probleme der kosmischen Physik, Bd. 9).
- Wolf K. Über die Druckabhängigkeit der Dielektrizitätskonstanten von Gasen und Wasserdampf bei niederen Drucken. Annalen der Physik, Bd. 83, Nr 14, 1927.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение	5
<i>Глава I.</i> Природа самостоятельного (безъядерного) образования капелек воды и ледяных кристалликов из водяного пара	11
1. Энергия молекулярных сил	11
2. Взаимодействие и объединение молекул водяного пара	19
3. Перерастание молекулярной ассоциации в конденсацию	32
<i>Глава II.</i> Образование и взаимодействие капелек и льдинок в атмосфере	44
1. Образование переохлажденных капелек и их замерзание	44
2. Образование и рост ледяных кристаллов	59
3. Взаимодействие переохлажденных капель с льдинками	71
<i>Глава III.</i> Некоторые микрофизические характеристики облаков и туманов	79
1. Данные об облаках	79
2. Данные о туманах	94
<i>Глава IV.</i> Природа действия твердой CO_2 на переохлажденные облака и туманы	103
1. Лабораторные исследования	103
2. Полевые опыты	119
<i>Глава V.</i> Физические основы и нормы применения твердой CO_2 для воздействия на переохлажденные облака и туманы	127
1. Образование ледяных зародышей у поверхности твердой CO_2	127
2. Расчеты норм расхода твердой CO_2 при методе испарения непосредственно с самолета	132
3. Расчеты норм расхода твердой CO_2 при методе сброса кусочков с самолета	140
4. Расчет норм расхода твердой CO_2 при методе выпуска ее из баллона	145
<i>Глава VI.</i> Основы применения ядер кристаллизации	149
1. Льдоподобные ядра кристаллизации	149
2. Взаимодействие переохлажденных капель и ядер кристаллизации	155
3. Опыт применения и нормирования дисперсных частиц в качестве ядер кристаллизации	174
Литература	178

Никандров Владислав Яковлевич

ИСКУССТВЕННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОБЛАКА И ТУМАНЫ

Отв. редактор *В. В. Базилевич*

Редактор *Ю. В. Власова*

Техн. редактор *Н. В. Волков*

Корректоры: *Э. А. Белкина* и *К. И. Розина*

Сдано в набор 22/VII 1959 г.

Подписано в печать 8/XII 1959 г.

Бумага 60x92¹/₁₆.

Бум. л. 6.

Печ. л. 12.

Уч.-изд. л. 13,36.

Тираж 3000 экз.

М-53079.

Индекс 199.

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

Заказ 291.

Цена 8 руб. 20 коп.

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности
Ленсовнархоза. Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

41
14096