

УДК 551.574.1:551.576.11

Наблюдения ранней стадии эволюции ледяной фазы в переохлажденных облаках

А. Н. Невзоров, В. Ф. Шугаев

Анализ данных самолетного инструментального комплекса ЦАО обнаружил, что по меньшей мере 70% чисто переохлажденных, по обычным признакам, облаков слоистых форм уже содержит мелкодисперсную ледяную фракцию, состоящую из частиц размером менее 20—30 мкм. Концентрация этих частиц, по минимальной оценке, составляет обычно 3—20 см⁻³ и, во всяком случае, не возрастает при последующей эволюции смешанной структуры. Эти и другие наблюдения фактически полностью исключают роль общеизвестных льдообразующих ядер, а также механизмов замерзания крупных капель и "размножения" кристаллов в формировании микроструктуры ледяной фазы при умеренно низких температурах. Обсуждаются возможные механизмы зарождения и длительной устойчивости мелкодисперсной ледяной фракции.

Описанные в работе натурные экспериментальные результаты позволяют существенно уточнить представления о процессах, связанных с зарождением и начальной эволюцией ледяной фазы в переохлажденных облаках.

Известно, что такие облака способны многие часы устойчиво сохраняться, не проявляя признаков оледенения. И это несмотря на перманентное присутствие в атмосфере льдообразующих ядер (ЛЯ), действующих как центры замерзания капель [10, 11]. Когда же в облаке обнаруживаются ледяные частицы, то их счетная концентрация в общем случае на порядки расходитя с природной концентрацией ЛЯ при той же температуре [13] и в целом не обладает температурной зависимостью, свойственной ЛЯ [11]. Ясно, что ЛЯ не могут претендовать во всяком случае на доминирующую роль в формировании микроструктуры ледяной фазы, особенно при не очень низких отрицательных температурах (выше —15... —10°C). Попытки прояснить именно эту ситуацию породили идеи "размножения" кристаллов [12], "испарительно-ударного" замерзания крупных капель [13] и ряд других не менее умозрительных гипотез. Нелишне отметить, что ни одна из них, так же как и версия гомогенного замерзания капель [3], далеко не в состоянии объяснить обнаруженную Хоббсом и Рэно [13] и в наших данных [5] существенную независимость концентрации облачных кристаллов от температуры.

Итак, еще остаются без окончательного ответа самые коренные вопросы, касающиеся механизмов зарождения и формирования дисперсности облачного ледяного компонента. Решение проблемы упирается помимо прочего в отсутствие экспериментальных данных, относящихся к ранним стадиям фазовой эволюции облаков и поэтому основанных на достаточно чувствительных методах обнаружения и анализа дисперсности ледяной фазы.

Предлагаемые вниманию натурные исследования выполнены с борта самолета-лаборатории Ил-18Д на базе самолетного облачного микрофизического комплекса (СОМК) ЦАО, несколько дополненного по сравнению с использованным в [5]. Материалы наблюдений получены в полетах над европейской территорией СССР (октябрь — ноябрь 1987 г.), Средней Азией (март 1988 г.) и Болгарией (апрель 1989 г.). Суммарное время полетов в облаках отрицательных температур составило десятки часов.

Вместе с описанием экспериментальных результатов мы вынуждены остановиться на методических моментах, необходимых для их понимания и адекватной интерпретации.

Основная информация о ледяной фазе в облаках обеспечивалась анализатором фазы и структуры облаков (АФСО) — фотоэлектрическим прибором, использующим эффекты рассеяния поляризованного света индивидуальными частицами для определения их фазового состояния (формы) и размеров [6, 8]. Функцию спектрометра частиц выполняет фотоприемник исходно поляризованной s -составляющей рассеянного света, снабженный 5-канальным импульсом амплитудным анализатором (ИАА). Дискриминационные пороги ИАА при градуировке прибора [2] настроены на диаметры капель $d_i = 30, 50, 80, 120, 180$ мкм ($i = 1, \dots, 5$). В работе [5] обоснована возможность нефелометрической спектрометрии ледяных кристаллов и показано, что указанным капельным порогам АФСО соответствуют кристаллические $a_i = 20, 33, 53, 80, 120$ мкм, если размер кристалла a выражен в эффективном диаметре сечения. Фотоприемник деполаризованной p -составляющей служит функциональным узлом идентификации и счета несферических частиц — кристаллов — и при определенной настройке [8] обладает порогом их дискриминации $a_p \approx (25 \div 30)$ мкм (т. е. $a_1 < a_p < a_2$). Вследствие закономерных физических причин [8] этот приемник регистрирует также достаточно крупные капли диаметром $d > d_p$. Для АФСО $d_p = (80 \div 100)$ мкм.

В каждом счетном канале АФСО непрерывно изменяется интегральная концентрация частиц $N_i = N_n(a > a_i) + N_*(d > d_i)$, где N_n , N_* — концентрация соответственно кристаллов и капель, $i = 1, \dots, 5$ или $i = p$. Из приведенного набора значений a_i, d_i можно видеть, что из разности $N^* = N_p - N_3$ полностью исключена концентрация капель всех размеров. Поэтому величина N^* может служить минимальной оценкой концентрации кристаллов (точнее, передает концентрацию кристаллов в диапазоне $25 < a < 53$ мкм), а неравенство $N^* > 0$ является достаточным признаком присутствия в облаке кристаллов с $a > a_p \approx 25$ мкм.

Можно ожидать, что в реальных смешанных облаках величина N_p с достаточной точностью совпадает с концентрацией кристаллов размером $a > a_p \approx 25$ мкм. Согласно нашим массовым наблюдениям, в смешанных облаках любых форм значения N_p варьируют от минимального обнаруживаемого предела $5 + 10$ л⁻¹ при $N_3 = 0$ (т. е. при заведомом отсутствии капель с $d > 80$ мкм и кристаллов с $a \geq 50$ мкм) до значений порядка 10 см⁻³, близких к верхнему пределу измерений АФСО (и потому определяемых с значительными погрешностями). Важно отметить, что подобные значения максимальных концентраций кристаллов отмечались в льдосодержащих облаках всех форм и ярусов при любых температурах в интервале от 0 до -55°C . Таким образом, установленная Хоббсом и Рэно [13] температурная независимость концентрации кристаллов не только подтверждена, но приобрела более общий характер в наших данных.

В смешанных облаках спектры размеров кристаллов, полученные в рамках приближения $N_n(a) \approx N(a)$, имеют такой же типичный вид, что

* В работе [13] измерялись концентрации кристаллов с максимальными линейными размерами свыше 150 мкм, что, согласно [5], соответствует пороговому эффективному диаметру порядка 100 мкм. Их концентрации достигали 200–300 л⁻¹ в температурном интервале от -32 до -6°C .

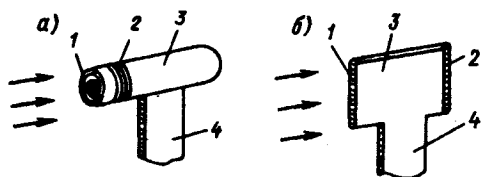


Рис. 1. Функциональная конфигурация датчиков ИВО-П (а) и ИВО-Ж (б).

1 — коллектор-испаритель, 2 — экранированный чувствительный элемент, 3 — основание, 4 — стойка с противообледенительным подогревателем. Элементы 1, 2 намотаны никелевым проводом в один слой. Стрелками обозначено направление воздушного потока.

и в кристаллических [5]. Плотность распределения $n(a) = dN(a)/da$ обладает модой в области размеров не более 50—80 мкм, расположенной в значительной части случаев ниже порога чувствительности АФСО.

Таким образом, в льдосодержащих облаках доля мелких кристаллов с $a < 20$ мкм может быть существенной и даже преобладающей, а результаты измерения общей концентрации кристаллов прибором АФСО (не говоря о других, имеющих более высокие пороги дискриминации) систематически занижаются в зависимости от характерных размеров частиц.

Отсюда следует два важных вывода-постулата: 1) наиболее адекватной оценкой типичной истинной концентрации облачных кристаллов служат измеренные значения, приближающиеся к максимальным, т. е. единицы (возможно, до одного-двух десятков) тысяч на л; 2) реально возможны ситуации, в которых все кристаллы настолько малы, что вообще не обнаруживаются пороговым счетчиком.

Такие ситуации были выявлены в действительности и исследованы с помощью двух измерителей влажности облаков, обладающих различной фазовой избирательностью. Оба прибора (ИВО) основаны на общем электрокалориметрическом методе измерений [7]. Каждый из них содержит два термочувствительных элемента (ТЧЭ), автоматически подогреваемых до одинаковой рабочей температуры (около 90°C). Один термочувствительный элемент служит коллектором-испарителем облачных частиц, а другой аэродинамически защищен от их осаждения и используется в цепи автоматической компенсации конвективной ("сухой") теплоотдачи ТЧЭ-коллектора. Электрическая схема ИВО реализует градуировочную характеристику в виде соотношения $W_{пр} = V^2/RSuL$, где $W_{пр}$ — так называемое приборное (измеренное) значение влажности, V — напряжение выходного сигнала — аналога электрической мощности, расходуемой только на испарение воды с ТЧЭ-коллектора, R — электрическое сопротивление и S — приемная площадь ТЧЭ-коллектора, u — истинная воздушная скорость полета, L — удельная теплота парообразования воды с учетом ее подогрева до равновесной температуры испарения [9]. Для жидкой фазы с точностью до 5% принято $L = 2580$ Дж г⁻¹.

При соударении с твердой умеренно горячей поверхностью ТЧЭ жидкие капли деформируются в интенсивно испаряющуюся поверхностную пленку, а ледяные частицы сохраняют свое агрегатное состояние и движутся под действием инерционных и аэродинамических сил, а также смазочного эффекта контактного оплавления. Углубленный коллектор измерителя полной влажности (ИВО-П), показанный на рис. 1а, служит инерционной ловушкой ледяных частиц, в которой они постепенно плавятся и испаряются. Другой прибор, измеритель жидкокапельной влажности (ИВО-Ж), имеет коллектор с обтекаемой (цилиндрической) приемной поверхностью (рис. 1б), подобно аналогичным приборам Джонсона — Вильямса и CSIRO [14]. Осевшие на эту поверхность ледяные частицы мгновенно уносятся с нее потоком при ничтожном остаточном отборе тепла по сравнению с их полным испарением. Диаметр приемной площади коллектора ИВО-П составляет около 8 мм, а цилиндра коллектора ИВО-Ж — 1,7 мм.

Обозначив через W_1 и W_2 приборные показания соответственно ИВО-П и ИВО-Ж, а через W_x и W_l истинные значения жидкой и ледяной составляющих водности облака, с учетом вышесказанного имеем

$$W_1 = \epsilon_1 W_x + \eta W_l, \tag{1}$$

$$W_2 = \epsilon_2 W_x. \tag{2}$$

Здесь ϵ_1, ϵ_2 — интегральные коэффициенты улавливания капель коллекторами, $\eta = 1,12$ — поправка на теплоту парообразования льда. Эффективность захвата и испарения кристаллов коллектором ИВО-П с некоторым возможным завышением принята равной 1.

Величины ϵ_1 и ϵ_2 зависят помимо прочего от спектра размеров капель. Удобно и методически обоснованно представить их как функцию одного спектрального параметра — объемно-модального диаметра капель d_{mw} . Последний в приближении гамма-распределения капель определяется следующим образом:

$$d_{mw} = d_{23} \equiv d_3^2/d_2^2 = 3W_x/\rho_w \gamma_x,$$

где d_2^2, d_3^2 — моменты распределения, ρ_w — плотность воды, γ_x — капельный вклад показателя ослабления направленного оптического излучения γ , определяемого с помощью измерителя прозрачности РП-73 [4]. Согласно оценке по [1], в реальных облаках и для диапазона скоростей самолета Ил-18 значения ϵ_2 заключены в пределах 0,9+1. Для определения ϵ_1 находились синхронные отношения $W_1/W_2 = \epsilon_1/\epsilon_2 = \epsilon$ в зависимости от $d_{23} \approx 3W_2/\rho_w \gamma_x$ в заведомо капельных (теплых) облаках, где $W_l = 0$ и $\gamma_x = \gamma$. На рис. 2 пунктирные кривые ограничивают полигон экспериментальных точек ($W_1/W_2, d_{23}$) в капельных облаках, а сплошная представляет осредненную зависимость $\epsilon(d_{23})$. Отклонения от нее до $\pm \Delta \epsilon$ ($\Delta \epsilon \approx 0,15\epsilon$) обусловлены в совокупности случайными погрешностями измерений, вариациями формы спектра размеров капель и изменчивостью аэродинамических факторов (скорость полета, угол тангажа самолета и др.), влияющих на величины ϵ_1 и ϵ_2 .

Если облако содержит ледяную фазу, т. е. $W_l > 0$, $\gamma = \gamma_x + \gamma_l$, то, как следует

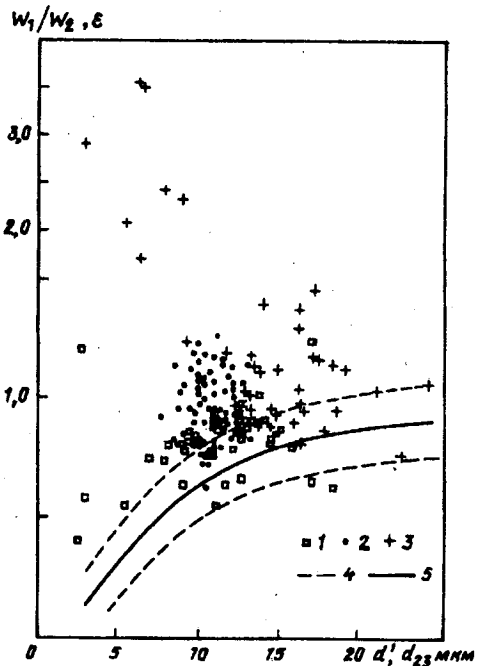


Рис. 2. Полигон экспериментальных парных значений ($W_1/W_2, d'$).

1, 2, 3 — локально-выборочные пары для реализаций, представленных в таблице (обозначения соответствуют номерам примеров); 4 — границы области разброса данных в теплых облаках ($d' = d_{23}$); 5 — осредненная зависимость $\epsilon(d_{23})$.

Общая характеристика выбранных примеров реализации

№ примера	Район работ	Дата	Время начала	Высота полета, м	Температура, °С	Тип облака	Протяженность, км	Примечание
1	ЕТС, Бельозерск	29 XI 1987	12 ч 20 мин	3400	-11	Ac	6,5	
2	Средняя Азия	11 III 1988	16 ч 01 мин	2900	-6,5	As—Ac	110	Однородное облако
3	Болгария	14 IV 1989	13 ч 10 мин	2400	-1	Sc	5,5	У верхней границы облака

из (1), (2) и рис. 2, в нем $W_1/W_2 > \epsilon(d')$, где $d' = 3W_2/\rho_* \gamma < d_{23}$. Точки $(W_1/W_2, d')$ на рис. 2 должны располагаться выше кривой $\epsilon(d_{23})$. С учетом реальной неопределенности $\pm \Delta \epsilon$ достаточный признак наличия в облаке ледяной фазы имеет вид

$$W_1/W_2 > \epsilon(d') + \Delta \epsilon. \quad (3)$$

В наших экспериментальных данных неравенство (3) систематически выполнялось не только тогда, когда АФСО уверенно регистрировал ледяную фазу ($N^* > 0$). Далеко не как исключение оно отмечалось и в таких облаках с отрицательными температурами, где АФСО не обнаруживал присутствия льда, т. е. имело место $N_p = 0$. Существенно, что подобные облачные участки, как правило, соседствовали или перемежались с явно выраженными по АФСО льдосодержащими зонами. Это обстоятельство лишний раз убеждает в достоверности идентификации ледяной фазы по признаку (3).

Из (1), (2) с использованием приближения $d_{23} \approx d'$ (считая $\gamma_* \ll \gamma_x$) следует оценка водности ледяной фракции

$$W_x = 0,89(W_1 - \epsilon W_2).$$

В погрешность этой оценки входит составляющая $\pm 0,15W_x$.

В таблице кратко охарактеризованы конкретные примеры ситуаций, которые только по показанию АФСО $N_p = 0$ могли быть причислены к капельным облакам. Однако полигоны локально выборочных пар $(W_1/W_2, d')$, нанесенные на рис. 2, в соответствии с (3) удостоверяют присутствие в этих облаках ледяной фазы. Выбранные примеры по возможности разнообразны и по отдельности достаточно типичны.

На рис. 3 для представленных в таблице примеров показаны ход фазовых компонентов водности $W_x = W_2$ и W_x , а также концентрации частиц N_1 и N^* (или N_p). Сравнивая эти результаты между собой, сразу отметим, что в примере № 2 (см. таблицу) облако наиболее однородно и масштаб неоднородностей (определяемый нами в данном случае как расстояние между соседними экстремумами W_1 или W_2) составляет единицы километров. Корреляционные связи между параметрами при этом отсутствуют. В двух других примерах резкие неоднородности имели место на масштабах порядка 100—200 м. Общая особенность подобных ситуаций

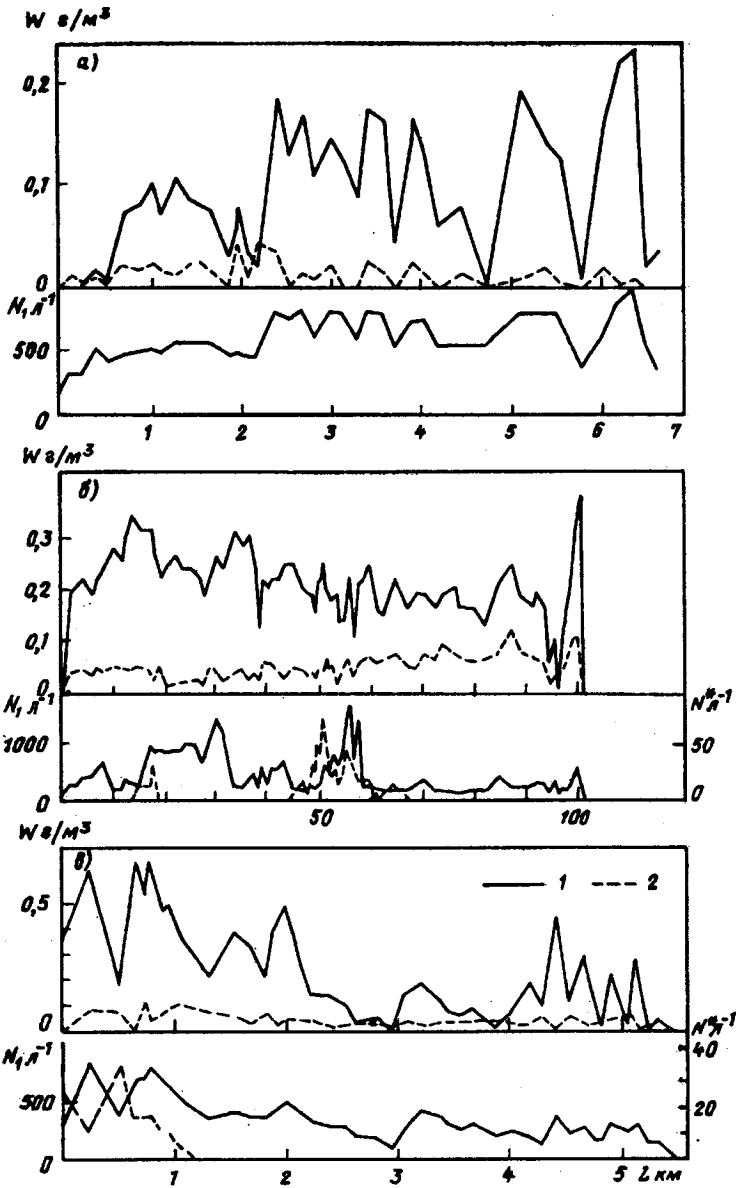


Рис. 3. Пространственный ход микрофизических параметров в реализациях 1 (а), 2 (б) и 3 (в) по таблице.

1 — жидкая фаза ($W_{ж}, N_1$), 2 — ледяная ($W_{л}, N^*$).

с $N_p = 0$ — преимущественно положительная корреляция между $W_{ж}$ и N_1 . В то же время ледяная водность $W_{л}$ может иметь либо прямую, как в примере № 1, либо обратную, как в № 3, корреляцию с капельной $W_{ж}$. Как видно на рис. 3, в примерах № 2 и 3 интересные нас облачные участки смежны с зонами, где кристаллы "проявляются" в показаниях АФСО $N^* > 0$.

Обратим внимание на частицы, регистрируемые в концентрации N_1 (рис. 3) в 1-м канале ИАА АФСО. Иногда частицы регистрируются и во 2-м канале, причем $N_2 \ll N_1$. В общей совокупности данных такие

частицы наличествуют независимо от выполнения условия (3). Весьма сомнительно, чтобы в повторяющихся ситуациях полного отсутствия кристаллов размером свыше 25—30 мкм среди указанных частиц хотя бы заметную долю составляли кристаллы с $a > 20$ мкм. Практически лишено реальности и предположение о том, что в случае выполнения (3) эти частицы представляют собой не жидкие, а замерзшие капли, хотя бы потому, что их сферическая форма является временной и маловероятной для наблюдений. Приняв во внимание также положительную корреляцию между $W_{ж}$ и N_1 , приходим к выводу, что мелкие ледяные частицы размером заведомо меньше 25—30 мкм могут сосуществовать в облаке с более крупными жидкими каплями.

Этот вывод не оставляет места для объяснения первичного льдообразования замерзанием крупных капель по Хоббсу и Рэнно [13]. В их наблюдениях использовался спектрометр частиц FSSP-100 [14], не различающий фазу частиц. Поэтому нельзя исключить того, что видимость появления крупнокапельного крыла спектра перед обнаружением кристаллов могли создать уже зародившиеся, но еще сравнительно мелкие ледяные частицы.

По полученным данным легко составить представление о концентрации ледяных частиц в описанных "латентно-смешанных" облаках. Полагая форму частиц достаточно компактной и размеры не превосходящими 20 мкм, для типичных значений $W_n \approx (0,01 \div 0,1) \text{ г м}^{-3}$ (рис. 3) имеем минимальную оценку $N_n \geq (3 \div 20) \text{ см}^{-3}$. Эти цифры поразительно близки к максимальным непосредственно измеренным концентрациям кристаллов. Таким образом, наши экспериментальные данные, похоже, полностью снимают вопрос о каких-либо процессах вторичного образования ("размножения") кристаллов в эволюции облачной ледяной фазы.

Если при $N_p = 0$ неравенство (3) достаточно надежно обнаруживает ледяную фазу, то альтернативное условие $W_1/W_2 \subset \epsilon \pm \Delta\epsilon$ отражает точностные ограничения способа и отнюдь не гарантирует ее отсутствия. Следовательно, при выявлении льдосодержащих облаков по признаку (3) их доля в общей статистике данных должна быть неопределенно заниженной.

Тем более неожиданной оказалась высокая относительная повторяемость выявленных "латентно-смешанных" облаков и облачных зон. Их доля составила чуть более 70% общей протяженности 1100 км (116 случаев) пересечения облаков отрицательных температур с инструментальным признаком $N_p = 0$. С понижением температуры эта доля повышается примерно от 50% при 0...—2°C до 100% при —15°C. При температурах ниже —20°C ледяная фаза обнаруживалась практически во всех облаках по показанию АФСО $N^* > 0$.

Таким образом, выяснилось, что облака, рассматривавшиеся ранее как переохлажденные водяные, на самом деле в течение большей части либо даже всей своей жизни содержат мелкодисперсную ледяную фракцию. Ее эволюция происходит тем быстрее, чем ниже температура облака.

Полученные результаты не снимают основных вопросов о происхождении ледяной фазы. Не связанная с концентрацией льдообразующих ядер и с температурой концентрация ледяных частиц, их узкий (по всем признакам) начальный спектр размеров наталкивают на мысль о существовании центров гетерогенного льдообразования неизвестной пока природы, возникающих в переохлажденном облаке практически одновременно и, возможно, во время образования самого облака. Можно предположить, что подобные центры, или вторичные льдообразующие

ядра, являются продуктом реактивации конденсационных ядер (облачных либо Айткена) после испарения сконденсированной или адсорбированной на них воды. Осушение ядер происходит непрерывно на верхней границе облака, а также при исчезновении пересыщения, вызывающего обводнение негигроскопических ядер у нижней границы [4].

Зародившиеся ледяные частицы начальных субмикронных или микронных размеров практически неподвижны относительно окружающего воздуха и потому растут в режиме чисто молекулярной диффузии. Описанные экспериментальные данные свидетельствуют о чрезвычайно низкой скорости их роста в этом режиме даже при значительном фоновом пересыщении водяного пара. Тот факт, что облака слоистых форм способны часами пребывать в "латентно-смешанном" состоянии, еще нуждается в теоретическом осмыслении.

По мере увеличения размеров кристаллов их рост ускоряется — вначале вследствие появления эффекта обдува при гравитационном осаждении, затем в результате возникновения микротурбулентного перемешивания, способствующего ускорению процесса Бергерона — Финдайзена. Облако сравнительно быстро, по существу лавинообразно, переходит в традиционно определяемую смешанную структуру с размерами ледяных кристаллов до сотен и тысяч микрометров [10]. Вопросы устойчивости уже этой структуры выходят за рамки данной работы и рассматриваются, например, в [10].

Упомянутый лавинообразный характер переходного роста кристаллов подтверждается следующими статистическими данными, относящимися к исследованным облакам слоистых форм в температурном интервале от 0 до -20°C . Около 30% облачного объема соответствовали критерию $N_p = 0$, т. е. находились либо в чисто капельном, либо (не менее чем на 70%, как указывалось выше) в "латентно-смешанном" состоянии и во всяком случае не содержали кристаллов крупнее 30 мкм. Почти вся остальная облачная среда включала в себя кристаллы с максимальными размерами более 200 мкм по данным прибора ИРЧ [5]. И лишь в 0,7% облачного объема максимальные размеры кристаллов были заключены в пределах от 30 до 200 мкм. Притом характерно, что подобные облачные участки обычно сопрягались с "латентно-смешанными" зонами и чаще всего составляли переходы между ними и "развитыми" смешанными зонами.

Заметим, что употребленный выше термин "латентно-смешанное облако" имеет изначально чисто методический смысл, исходящий из приборного критерия — обнаружительной способности конкретного идентификатора-счетчика кристаллов АФСО. Однако приведенные в работе цифры придают данному определению самостоятельную физическую сущность, заключая в него "медленную" начальную стадию эволюции ледяной фазы. Продолжительность этой стадии почти или полностью совпадает с временем жизни переохлажденного (в обычном понимании) "материнского" облака, а завершается она формированием ледяной фракции с размерами частиц не более 20—30 мкм в концентрации до единиц и десятков тысяч в литре. С понижением температуры продолжительность "латентно-смешанной" стадии сокращается, особенно резко ниже -15°C .

Представляется, что обнаруженное типичное присутствие мелкодисперсной ледяной фазы в переохлажденных облаках содержит наиболее вероятное объяснение феномена их интенсивного оледенения на трассе пересечения самолетом [15, 16]. Возникающие микротурбулентные и (или) акустические возмущения служат фактором, активизирующим ускоренный конвективно-диффузионный рост кристаллов при влажном пересыщении.

Литература

1. Волощук В. М. Введение в гидродинамику грубодисперсных аэрозолей. — Л., Гидрометеоздат, 1971.
2. Казарян Р. В., Казарян С. С., Невзоров А. Н. Методика градуировки самолетного фотоэлектрического спектрометра облачных капель. — Труды ЦАО, 1987, вып. 163.
3. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. — Л., Гидрометеоздат, 1990.
4. Косарев А. Л., Мазин И. П., Невзоров А. Н., Шугаев В. Ф. Оптическая плотность облаков. — Труды ЦАО, 1976, вып. 124.
5. Косарев А. Л., Мазин И. П., Невзоров А. Н., Шугаев В. Ф. Микроструктура перистых облаков. — В сб.: Вопросы физики облаков. — Л., Гидрометеоздат, 1986.
6. Лоба Т. А., Невзоров А. Н., Потемкин В. Г. Самолетный поляризационный анализатор облачных частиц. — Труды ЦАО, 1985, вып. 158.
7. Невзоров А. Н. Самолетный измеритель водности облаков. — Труды ЦАО, 1983, вып. 147.
8. Невзоров А. Н. О поляризационном методе анализа структуры ледяной фазы в облаках. — Труды ЦАО, 1985, вып. 158.
9. Невзоров А. Н., Толкачев В. К. Об интерпретации показаний поточного измерителя водности облаков с подогревным термочувствительным датчиком. — Труды ГГО, 1974, вып. 309.
10. Облака и облачная атмосфера. Справочник. Под ред. И. П. Мазина, А. Х. Хргиана. — Л., Гидрометеоздат, 1989.
11. Fletcher N. N. The physics of rainclouds. — Cambridge Univ. Press, 1962.
12. Hobbs P. V. Ice multiplication in clouds. — J. Atmos. Sci., 1969, vol. 26.
13. Hobbs P. V., Rangno A. L. Ice particle concentrations in clouds. — J. Atmos. Sci., 1985, vol. 42.
14. Knollenberg R. G. Techniques for probing cloud microstructure. — In: Clouds. Their Formation, Optical Properties and Effects. Ed. by P. V. Hobbs, A. Deepak. — Acad. Press, 1981.
15. Rangno A. L., Hobbs P. V. Production of ice particles in clouds due to aircraft penetrations. — J. Clim. Appl. Meteorol., 1983, vol. 22.
16. Rangno A. L., Hobbs P. V. Further observations of the production of ice particles in cloud by aircraft. — J. Clim. Appl. Meteorol., 1984, vol. 23.

Центральная аэрологическая
обсерватория

Поступила
12 XI 1990

OBSERVATIONS OF THE INITIAL STATE OF ICE PHASE EVOLUTION IN SUPERCOOLED CLOUDS

A. N. Nevzorov and V. F. Shugaev

The analysis of the data obtained from the airborne instrumental complex of the Central Aerological Observatory has shown that at least 70% of purely supercooled (according to conventional criteria) clouds contain fine ice fraction consisting of particles smaller than 20–30 μm in size. Concentration of these particles, by lower estimations, is usually 3 to 20 cm^{-3} , and in any case, it does not increase during the further evolution of the mixed cloud structure. These and other observations practically reduce to zero the role of the well-known ice nuclei, as well as the freezing mechanisms of large droplets and the reproduction of ice crystals during the formation of ice phase microstructure under reasonably low temperatures. Possible mechanisms of originating and long-term stability of the fine-dispersed ice component are discussed.