

М.В. Вычужанина, В.И. Мирошниченко, Н.О. Плауде

МЕТОДИКА ОБЛАЧНОЙ КАМЕРЫ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Анализируются особенности метода облачной камеры, применяемого для измерения концентрации атмосферных ледяных ядер. Описываются используемые в ЦАО камера «САЛЯ» и процедура измерения. Приводятся результаты исследования систематических и случайных погрешностей метода. Обсуждается степень соответствия условий облачной камеры природным условиям действия ледяных ядер.

Льдообразующая способность атмосферного аэрозоля определяется содержанием в нем льдообразующих частиц, так называемых ледяных ядер (ЛЯ). Несмотря на то, что измерения концентрации и характеристик активности атмосферных ледяных ядер ведутся в мире более 40 лет, сохраняется вопрос об адекватности применяемых для этих целей методик. Принципиальная трудность измерений связана с многообразием возможных механизмов действия ледяных ядер в облачной среде (отложение пара, конденсация – замерзание, контактный механизм) и невозможностью реализации их совокупности в одном конкретном методе. Накопленные массивы данных о концентрациях ледяных ядер получены двумя основными методами – методом осаждения и проявления ЛЯ на фильтрах и методом облачной камеры. Наиболее широко использовался удобный для полевых измерений метод фильтров. Однако специфика метода, состоящая в проявлении ЛЯ на подложке, а не во взвешенном состоянии в облачной среде, приводит к многим дополнительным эффектам и делает полученные результаты недостаточно надежными [1]. Методика облачной камеры представляется более точно моделирующей естественный процесс активации ледяных ядер в облаках. Принцип измерения концентрации ЛЯ облачной камерой состоит в определении числа кристаллов, образующихся на ядрах при создании в исследуемой пробе атмосферного воздуха переохлажденного водного тумана. Стационарные облачные камеры с достаточно продолжительным временем существования тумана (активации ЛЯ) на протяжении многих лет рассматривались как абсолютные счетчики ЛЯ, с которыми сравнивались приборы других типов. Тем не менее многие вопросы измерений концентрации ледяных ядер облачными камерами остаются недостаточно ясными.

В Центральной аэрологической обсерватории, проводившей измерения характеристик ЛЯ методом облачной камеры в различных условиях на протяжении 20 лет, накоплен большой опыт использования метода и проведены специальные исследования его погрешностей.

Разработанные в ЦАО несколько модификаций облачных камер «САЛЯ» (счетчик атмосферных ледяных ядер) [2, 3] близки по конструкции к известным облачным камерам Адмирала [4] и Отаке [5]. Одна из камер ЦАО показана на рис. 1.

Основной частью камеры является латунный толстостенный цилиндр объемом 10 л, охлаждаемый с боков змеевиком 2 – испарителем холодильного агрегата 3. Камера закрывается герметичной неохлаждаемой крышкой 4, имеющей смотровое окно 5 для наблюдения за образованием тумана и ростом ледяных кристаллов. В верхней неохлаждаемой части камеры имеется штуцер 6 для засасывания исследуемого воздуха. Выходной штуцер 7 находится в нижней части цилиндра. В некоторых модификациях оба штуцера располагаются по осевой линии камеры. На дне камеры помещается кювета 8 с индикаторным (сахарным) раствором, в котором образовавшиеся на ледяных ядрах и выпавшие на дно кристаллы льда вырастают до видимых (несколько миллиметров) размеров. На дне кюветы имеется плоский нагревательный элемент для плавления кристаллов после измерения. Камера снабжена двумя чувствительными термометрами для измерения температуры в центральной части рабочего объема и температуры индикаторного раствора. Для освещения рабочего объема используется внешний осветитель 9, создающий параллельный пучок света.

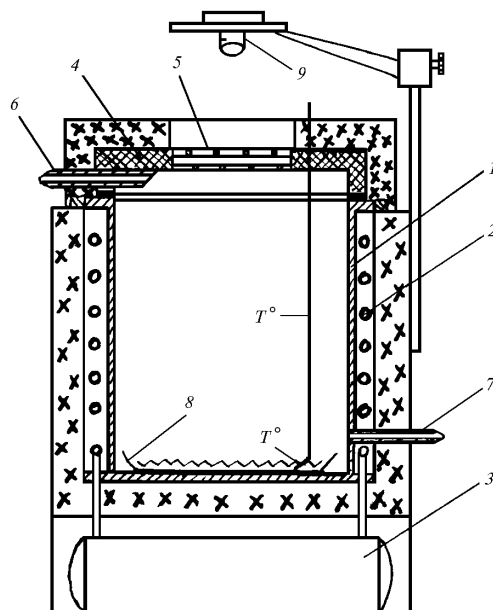


Рис. 1. Схема облачной камеры «САЛЯ-1»

Процедура измерения состоит из нескольких этапов: 1) засасывания пробы воздуха в рабочий объем камеры, охлажденной до рабочей температуры; 2) активации ЛЯ в образующемся переохлажденном облаке; 3) роста выпавших кристаллов льда в индикаторном растворе и их визуального подсчета; 4) нагрева раствора до плавления кристаллов; 5) восстановления температуры камеры и раствора до рабочих значений перед новым измерением.

Для получения в камере достаточно плотного переохлажденного тумана засасываемая проба воздуха увлажняется прохождением на входе камеры через специальный увлажнитель, выполненный в виде диска с внутренним спиральным каналом. Дно канала выложено смоченной водой губкой. Параметрами, определяющими режим измерения, являются объем прососанного воздуха, скорость прососа и температура увлажнителя. Их оптимальные значения определялись экспериментально в предварительных исследованиях.

Необходимый объем протягиваемого через камеру воздуха был определен как минимальный объем, требующийся для полной замены в камере исследуемой пробы. Измерениями падения в камере концентрации аэрозоля при протягивании отфильтрованного воздуха было установлено, что смену воздуха обеспечивает трехкратный обмен (30 л). Оптимальная скорость прососа была выбрана из условия достаточно быстрой замены воздуха в камере, с одной стороны, и исключения значительной турбулентности потока – с другой. Она установлена равной 15 л/мин. Необходимая температура увлажнителя определялась исходя из условия получения тумана достаточной водности и, соответственно, продолжительности существования при возможно меньшем повышении при этом температуры в рабочем объеме камеры. Она поддерживается на уровне 20–25°C.

Температурное поле в рабочем объеме камеры до введения пробы воздуха весьма однородно благодаря сравнительно медленному охлаждению установки (30 мин от комнатной температуры до –20°C) и большой теплоемкости цилиндра. Вертикальный градиент в рабочей части цилиндра практически отсутствует. В дополнительном неохлаждаемом объеме под крышкой температура выше температуры рабочей части на несколько градусов. Радиальный градиент в основном объеме также не обнаруживается. Возможное влияние пристеночного слоя уменьшается за счет использования кювет, имеющих диаметр на 1–2 см меньше, чем диаметр цилиндра камеры. Во время отбора пробы воздуха температура в рабочем объеме повышается на несколько градусов.

После окончания прососа воздуха и отсечения исследуемой пробы от внешней среды температура возвращается к начальному значению в течение 2–3 мин. На рис. 2, а дан ход температуры в камере в течение измерительного цикла при наиболее часто используемой температуре измерения –20°C. Заштрихованной полосой показан разброс значений температуры в разных измерениях, обусловленный колебаниями температуры увлажнителя и нестабильностью работы холодильного агрегата.

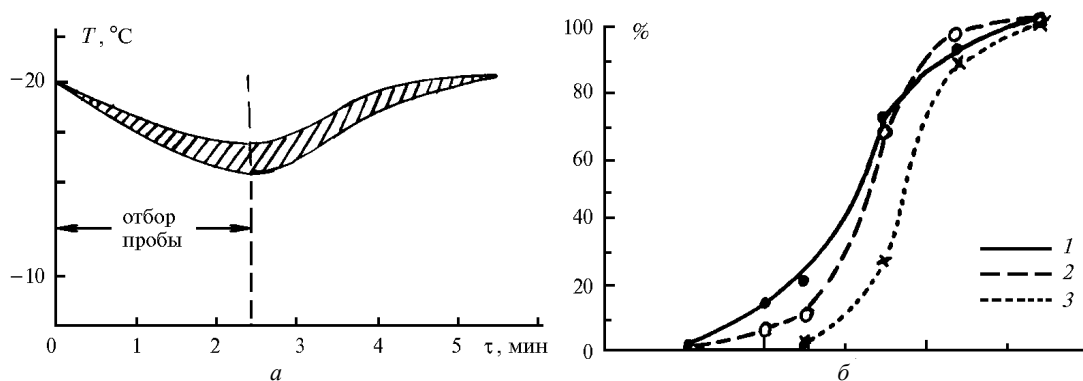


Рис. 2. Ход температуры в камере (а) и проявление ледяных ядер (б) в течение измерительного цикла при различных температурах увлажнителя, °С: 1 – 18, 2 – 25, 3 – 31

На рис. 2, б показано относительное число ледяных ядер, проявляющихся в камере и регистрируемых в индикаторном растворе в последовательные моменты времени в течение измерения. Как видно на рис. 2, б, активация ядер начинается уже на стадии отбора пробы воздуха, однако основная часть ядер проявляется после окончания отбора, на 3–4-й минуте измерительного цикла. Проявление ядер происходит при изменяющейся температуре тумана. За температуру измерения принимается минимальная температура T_{\min} , устанавливающаяся в камере к концу измерения. Измеренное количество ледяных ядер является суммарным числом ядер, активировавшихся при $T \geq T_{\min}$.

В оценке соответствия методики облачной камеры природным условиям активации ЛЯ наиболее сложным является вопрос о влиянии на измеряемое число ядер переменного поля пересыщения водяного пара. Пересыщения в измерительном цикле возникают во время засоса в охлажденную камеру увлажненной пробы воздуха и обуславливают образование в камере переохлажденного тумана. Эти кратковременно существующие пересыщения не поддаются экспериментальному определению. Оценка по теории смешения разнотемпературных воздушных масс [6] показывает, что они могут достигать нескольких десятков процентов и, таким образом, существенно превышать пересыщения в облаках.

Влияние возникающих в камере пересыщений на измеряемую концентрацию ледяных ядер было исследовано путем варьирования температуры увлажнителя $T_{\text{увл}}$. Повышение температуры увлажнителя увеличивает влагосодержание попадающего в камеру воздуха, что приводит одновременно к увеличению начальных пересыщений в камере, увеличению водности образующегося тумана и увеличению продолжительности его существования.

Выделить влияние пересыщений позволяло то обстоятельство, что зависимость от характеристик тумана (водности и длительности жизни) должна отсутствовать, если достигнуты их значения, достаточные для проявления всех ледяных ядер, активных при температуре измерения (23–25°C). Влияние же пересыщения должно приводить к непрерывному росту регистрируемого количества ЛЯ при увеличении пересыщения за счет активации все большего числа ядер. На рис. 3 точками показаны количества ледяных ядер, измеренные при разных температурах увлажнителя и отнесенные к числу ядер, измеренному при температуре увлажнителя 23°C.

Как видно на рисунке, за исключением области низких температур ($T_{\text{увл}} < 20^\circ\text{C}$), при которых число активизирующихся ядер снижается из-за недостаточной водности и малой длительности тумана ($\tau < 3$ мин) на горизонтальном участке кривой ($T_{\text{увл}} > 23^\circ\text{C}$), измеренное количество ледяных ядер не зависело от температуры увлажнителя. Это позволяет сделать вывод о незначительности влияния кратковременных начальных пересыщений пара на число активизирующихся в камере ЛЯ.

Об отсутствии влияния пересыщений говорит и кинетика проявления ЛЯ при разных $T_{\text{увл}}$, показанная на рис. 2, б. С увеличением $T_{\text{увл}}$ (кривые 2 и 3) доля ядер, проявляющихся на стадии отбора пробы, когда возникают пересыщения, не только не возрастает, но систематически уменьшается по мере роста $T_{\text{увл}}$. Этот результат может быть объяснен большим повышением температуры в камере при введении более нагретых проб воздуха и свидетельствует, по крайней мере, о существенно меньшем влиянии пересыщений по сравнению с влиянием температуры облачной среды.

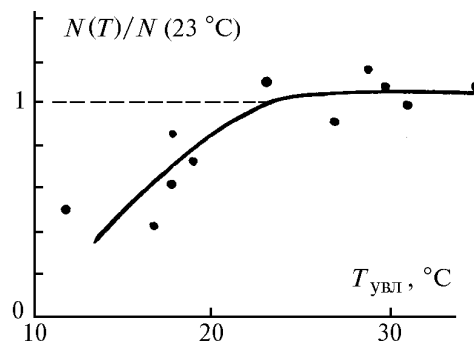


Рис. 3. Зависимость измеряемой концентрации ЛЯ от температуры увлажнителя

Дополнительный аргумент в пользу малого влияния пересыщений на активацию атмосферных ледяных ядер в облачной камере дало исследование зависимости результатов измерения от общей концентрации атмосферного аэрозоля. Знание этой зависимости необходимо для использования облачных камер на больших высотах, где общее содержание аэрозоля мало.

Измерения концентрации ледяных ядер, выполненные при разбавлении атмосферной пробы различными объемами отфильтрованного от аэрозоля воздуха, показали, что в широком диапазоне концентраций атмосферных частиц от 10^2 до $3 \cdot 10^4$ см⁻³ концентрация ЛЯ убывает пропорционально общей концентрации аэрозоля. И лишь при концентрациях, меньших 100 см⁻³, когда заметным образом изменяется структура тумана и, очевидно, значительно возрастает начальное пересыщение, регистрируемое число ЛЯ начинает резко расти с уменьшением концентрации атмосферных частиц.

Эти эксперименты показали, что в обычных условиях, при концентрациях аэрозольных частиц в воздухе более 10^3 см⁻³, атмосферные ядра конденсации достаточно быстро поглощают избыточную влагу при попадании пробы воздуха в облачную камеру, не давая ледяным ядрам, обладающим слабыми конденсационными свойствами, активироваться под действием кратковременных пересыщений.

Вся совокупность приведенных данных позволяет заключить, что кратковременные пересыщения в облачной камере не создают существенного различия в процессах активации ЛЯ в камерных условиях и в природной облачной среде.

Систематической погрешностью методики облачной камеры является потеря части ледяных ядер при прохождении пробы воздуха через увлажнитель. Осаждение атмосферного аэрозоля в увлажнителе было исследовано с помощью электрического анализатора аэрозоля TSI-3030, измеряющего спектр размеров частиц в диапазоне 0,01–1 мкм, и прибора ПКЗВ-906, позволяющего измерять концентрацию частиц диаметром 0,3–100 мкм в 7 интервалах размеров. Концентрация частиц диаметром менее 1 мкм, измеренная анализатором TSI-3030, не изменялась при протягивании аэрозоля через увлажнитель. Результаты измерений характеристик атмосферного аэрозоля до и после увлажнителя прибором ПКЗВ-906 показаны в таблице.

Как видно из таблицы, потери аэрозольных частиц возрастают с ростом размера частиц в соответствии с инерционным характером их осаждения. Хотя потери крупных частиц сравнительно велики, они вносят незначительный вклад в суммарную потерю ледяных ядер, основная часть которых имеет размеры менее 0,1 мкм [7]. Максимальная величина погрешности, оцененная исходя из данных о распределении ЛЯ по размерам и результатов, показанных в таблице, оказалась менее 7 %.

Потери крупных аэрозольных частиц в увлажнителе

Размеры частиц, мкм	0,3–0,4	0,4–0,5	0,5–1	1–2	2–5	5–10	10–100
Уменьшение концентрации, %	5	5,7	9,5	26,5	40	–	–

Случайные погрешности в измерениях концентрации ледяных ядер облачной камерой обуславливаются множественными причинами, связанными как с субъективной точностью выполнения методики измерения, так и с особенностями измеряемого объекта. Оценка, сделанная исходя из приборной и статистической ошибок, приводит к величине случайной погрешности около ± 30 % при измеряемой концентрации ЛЯ порядка 10 л⁻¹. Прямые измере-

ния концентрации ЛЯ с отбором атмосферного аэрозоля из большого резервуара, позволяющего произвести несколько измерений без изменения общей концентрации аэрозоля, показали, что при тщательном выполнении требований методики случайная погрешность не превышает $\pm 15\%$.

1. Plaude N.O., Potapov E.I., Vychuzhanina M.V. // Nucleation and Atmospheric Aerosols. Proc. 14th Int. Conf. / Ed. M. Kulmala and P.E. Wagner. Pergamon, 1996. P. 377–380.
2. Аксенов М.Я., Вычужанина М.В., Мирошниченко В.И., Соловьева А.Д. // Труды ЦАО. Гидрометиздат, 1980. Вып. 137. С. 123–127.
3. Константинов П.Г., Вычужанина М.В., Мирошниченко В.И. и др. // Гидрология и метеорология. Болгария. 1982. N 3. С. 63–67.
4. Admirat P. Importance meteorologique des noyaux glacogenes naturels et artificiels: These. Clermont-Ferrand, 1969. P. 52.
5. Ohtake T. // Second Int. Workshop on Condensation and Ice Nuclei. Fort Collins. Colorado, 1971. P. 58–60.
6. Амелин А.Г. Теоретические основы образования тумана при конденсации пара. М.: Химия, 1966. 294 с.
7. Березинский Н.А., Степанов Г.В., Хоргуани В.Г. // Труды ВГИ. Гидрометеоздат, 1983. Вып. 50. С. 60–67.

Центральная аэрологическая обсерватория,
г. Долгопрудный Московской обл.

Поступила в редакцию
16 января 1997 г.

M.V. Vychuzhanina, V.I. Miroshnichenko, N.O. Plaude. Cloud Chamber Technique in Studies of Ice-Forming Properties of Atmospheric Aerosol.

The characteristic features of the cloud chamber, used to measure the concentration of atmospheric ice nuclei, are analyzed. The chamber «SALIA» and the relevant procedure used at the CAO are described. The results of investigation of bias and random errors in this technique are presented. The degree of the similarity between the conditions produced in the cloud chamber and the natural conditions of ice activation is discussed.