

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск

439

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Под редакцией

д-ра физ.-мат. наук Н. С. ШИШКИНА
канд. физ.-мат. наук Ю. А. ДОВГАЛЮК



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1981

Сборник содержит статьи, посвященные теоретическим и экспериментальным исследованиям облаков и физических процессов, протекающих в них при интенсивном развитии и при воздействиях.

Излагается методика расчётов запасов конвективной энергии в атмосфере и влагозапаса облаков над большими территориями. Описан способ восстановления профиля осадков в слоистообразных облаках по данным об осадках у земли.

Приводятся данные лабораторных исследований разрушения капель растворов и их заряджения при замерзании. Обсуждаются результаты исследований свойств конвективных облаков с помощью ИК радиометра. Анализируются данные натурных экспериментов по вызыванию искусственных осадков и борьбе с градом. В сборник помещены также материалы исследований облачных ресурсов в лесной зоне СССР применительно к задаче тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками.

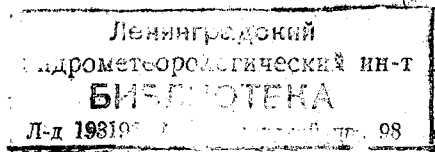
Сборник рассчитан на научных сотрудников, работающих в области физики облаков и активных воздействий.

The publication contains articles dealing with theoretical and experimental studies of clouds and physical processes in them during intensive development and when seeding.

The procedure is given for calculating the convective energy store in the atmosphere and cloud moisture store over vast territories. There is described a method for reconstructing precipitation profile in stratiform clouds by the data on precipitation near ground.

The data are presented on laboratory studies of solution drop destruction and drop charging when freezing. There are discussed results of studying the properties of convective clouds with IR radiometer. The data of field experiments on artificial rain initiation and protection against hail are analyzed. The publication includes also the materials of studying cloud resources in the forest zone of the USSR as applied to the problem of forest fire extinguishing by artificially initiated rainfall.

The publication is meant for researchers working in the field of cloud physics and weather modification.



О ЗАПАСАХ КОНВЕКТИВНОЙ ЭНЕРГИИ В АТМОСФЕРЕ

Запасы конвективной энергии атмосферы в дни с неустойчивой стратификацией температуры могут иметь весьма большие значения. Их учет важен для создания теории атмосферной циркуляции. Простой путь к вычислению этих запасов над большими территориями открывает метод слоя, предложенный Бьеркнесом [4]. Основное высвобождение конвективной энергии происходит при развитии конвективных облаков. Бьеркнес рассмотрел атмосферный слой толщиной z , в котором происходит развитие облаков в количестве S_v и имеются безоблачные промежутки S_c , где возникает компенсирующее опускание воздуха. Вся рассматриваемая площадь принимается равной

$$S_v + S_c = 1, \quad (1)$$

Для изменения тепловой энергии в слое за единицу времени можно написать

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = c_p \left(M_v \frac{\partial T_v}{\partial t} + M_c \frac{\partial T_c}{\partial t} \right), \quad (2)$$

где $M_v = \rho_v S_v z$ и $M_c = \rho_c S_c z$ массы облачного и сухого воздуха в слое z соответственно; $\frac{\partial T_v}{\partial t} = v_v (\gamma - \gamma_v)$, $\frac{\partial T_c}{\partial t} = v_c (\gamma - \gamma_c)$ — изменения температуры влажного и сухого воздуха при подъеме или опускании, (v_v и v_c вертикальные скорости влажного и сухого воздуха), c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении.

Предположим, что облака имеют цилиндрическую форму, а плотности влажного ρ_v и сухого ρ_c воздуха равны. Изменения плотности воздуха в слое с высотой не учитываются.

При развитии конвективной циркуляции должен выполняться закон сохранения массы

$$M_v v_v + M_c v_c = 0. \quad (3)$$

Я. Бьеркнес преобразовал выражение (2), прибавив и вычтя в правой части член $c_p M_v \frac{\partial T_c}{\partial t}$.

Получаем при этом

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = c_p \left[(M_v + M_c) \frac{\partial T_c}{\partial t} + M_v \left(\frac{\partial T_v}{\partial t} - \frac{\partial T_c}{\partial t} \right) \right]. \quad (4)$$

Первый член в квадратных скобках характеризует изменение тепловой энергии всей массы воздуха $M_v + M_c = M$ в слое z при развитии конвекции, а второй — избыточное нагревание (или охлаждение) облачного воздуха.

Исследованиям второго члена было уделено наибольшее внимание. Помимо Я. Бьеркнеса, его выполняли С. Петтерсен [5], А. Ф. Дюбек [1] и автор [2, 3]. В частности, в работе [2] получены выражения:

а) для тепловой энергии соленоидального члена в слое толщиной H :

$$Q_k = c_p \bar{\rho} H \frac{S_v}{S_c} [(T_v - T) - S_v(T_v - T_c)], \quad (5)$$

где $\bar{\rho}$ — средняя плотность воздуха T_v , T_c и T — температура воздуха, поднимающегося соответственно по влажной, сухой адиабатам и по фактической кривой стратификации от нижней до верхней границы слоя;

б) для оптимального количества облаков, при котором высвобождается максимальная тепловая энергия конвекции

$$S_0 = 1 - \sqrt{\frac{T - T_c}{T_v - T_c}}; \quad (6)$$

в) для кинетической энергии единицы массы облачного воздуха

$$\frac{v^2}{2} = \frac{gH}{\sigma T_0} [(T_0 - T) - S_v(T_v - T_c)], \quad (7)$$

где g — ускорение силы тяжести, T_0 — абсолютная температура на нижней границе слоя.

При получении формул (5) — (7) принимались во внимание следующие упрощения:

— вертикальный градиент температуры в слое предполагается постоянным,

— скорость подъема облачного воздуха v_v считается одинаковой для всего горизонтального сечения облака, так же как и скорость опускания воздуха v_c в безоблачных промежутках. С учетом закона сохранения массы мгновенные значения величин v_v и v_c будут одинаковы и по высоте. Это существенно упрощает интегрирование уравнений вида (2), (4), так как $\frac{\partial Q}{\partial t}$ превращается в полную производную.

В настоящей статье излагается методика расчета полной тепловой энергии, высвобождаемой при развитии конвективных облаков.

Определение полной энергии, высвобождающейся при развитии конвективных облаков. Рассмотрим выражение

$$\frac{\partial Q_M}{\partial t} = c_p M \frac{\partial T_c}{\partial t}. \quad (8)$$

Вместо производной в правой части с учетом (3) можно написать

$$\frac{\partial T_c}{\partial t} = - \frac{S_b}{S_c} v_b (\gamma_c - \gamma),$$

а следовательно, (8) примет вид

$$\frac{\partial Q_M}{\partial t} = - c_p M \frac{S_b}{S_c} v_b (\gamma_c - \gamma). \quad (9)$$

Для слоя с постоянным градиентом температуры γ , заданными значениями S_b и M с учетом, что скорость v_b будет функцией только времени t , можно написать вместо частной производной $\frac{\partial Q_M}{\partial t}$ полную производную

$$\frac{dQ_M}{dt} = - c_p M \frac{S_b}{S_c} v_b(t) (\gamma_c - \gamma). \quad (10)$$

Интегрирование уравнения для момента времени, когда мощность облака равна H , дает

$$Q_M = c_p \bar{\rho} H \frac{S_b}{S_c} (T - T_c). \quad (11)$$

Общее количество выделенной тепловой энергии мы получим, суммируя (5) и (11):

$$Q = Q_M + Q_K = c_p S_b \bar{\rho} H (T_b - T_c). \quad (12)$$

Произведение $S_b \bar{\rho} H$ дает общую массу облачного воздуха в слое толщиной H (в условных единицах).

Интересно отметить, что в формуле (12) отсутствует в явном виде фактический вертикальный градиент температуры. Однако величина γ определяет количество облаков S_b и их мощность H .

Отношение количеств тепла, идущих на избыточный нагрев облачного воздуха (5) и на нагрев всей массы воздуха (11) равно

$$\frac{Q_K}{Q_M} = \frac{T_b - T}{T - T_c} - S_b \frac{T_b - T_c}{T - T_c}. \quad (13)$$

При оптимальном количестве облаков S_o получаем простое выражение

$$\frac{Q_K}{Q_M} = \frac{S_o}{1 - S_o}, \quad (14)$$

т. е. количества тепловой энергии относятся как количества облаков и безоблачных промежутков.

Если учесть, что на работу образования конвективных облаков идет лишь незначительная часть Q_k , определяемая коэффициентом полезного действия конвективной тепловой машины (в реальных условиях она обычно не превышает 3—5%), то очевидно, что почти вся скрытая теплота конденсации, высвобождающаяся при развитии облаков, идет на нагревание масс воздуха.

Если облака при своем развитии охватывают несколько атмосферных слоев с различными значениями γ , то приближенное выражение для высвобождающейся тепловой энергии при развитии конвективных облаков в количестве S_v мы получим, суммируя ее изменение по слоям.

При этом предполагается, что при развитии через несколько слоев с разными значениями γ облака сохраняют цилиндрическую форму.

Пример расчета запасов конвективной энергии. Вычисление полной тепловой энергии облачной конвекции производят по данным аэрологического зондирования с использованием приемов расчета возможной мощности конвективных облаков и эпюры скорости их развития [2]. Для этого аэрологическая диаграмма разбивается на слои (толщиной 50—100 мбар) с постоянными значениями γ^* . По формуле (6) находят значения $S_v = S_{01}$ для 1-го слоя. Подставляют это значение в формулу для вычисления скорости роста конвективных облаков:

$$\frac{v^2}{2} = \frac{gH}{6T_0} \sum_k [(T_v - T)_k - S_v(T_v - T_c)_k], \quad (7')$$

при их развитии через несколько слоев с различными значениями γ и находят положение верхней границы облаков как уровень, на котором вертикальная скорость развития v обращается в нуль.

Затем находят оптимальное количество облаков S_{02} для роста облаков выше этого уровня по формуле

$$S_0 = 1 - \sqrt{\frac{\sum_k (T - T_c)_k}{\sum_k (T_v - T_c)_k}}. \quad (6')$$

Повторяя ту же процедуру, находят верхнюю границу облаков при их количестве S_{02} и т. д.

* Перед выполнением расчетов следует проверить, достаточны ли запасы влаги в атмосфере для развития конвективных облаков. Эмпирическое правило гласит: если сумма дефицитов точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мбар превышает 30°C, то влажность воздуха недостаточна для развития мощных конвективных облаков. Если слой неустойчивости не очень мощный, то развитие облаков не ожидается, если суммарный дефицит точки росы на уровнях 850 и 700 мбар превышает 20°C.

Следует также иметь в виду, что при выпадении дождя в пункте радиозондирования в период выпуска и подъема зонда его данные являются нерепрезентативными для расчетов по методу слоя.

Как правило, рост облаков до максимального уровня, возможного при данной стратификации температуры, происходит за 2 — 4 этапа

После того как найдены возможные оптимальные количества облаков S_0 и их вертикальные мощности H , вычисляют Q .

Получаемое таким образом высвобождение тепловой энергии относится к зоне репрезентативности данных радиозондирования (круг радиусом порядка 150 км с центром в пункте зондирования). При этом предполагается, что облака на последующих этапах развития образуются независимо от облаков, возникших на предыдущем этапе. Наше предположение, вероятно, приводит к некоторому завышению значений конвективной энергии, тем более, что в расчетах не принимается во внимание распад облаков, обуславливающий затраты тепловой энергии.

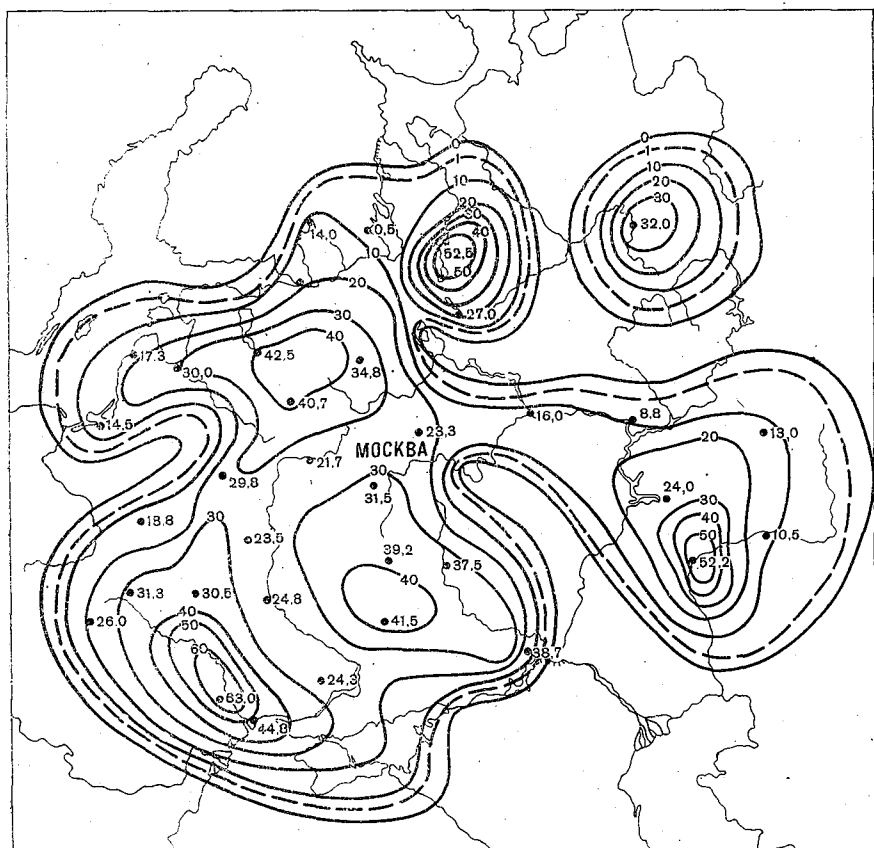


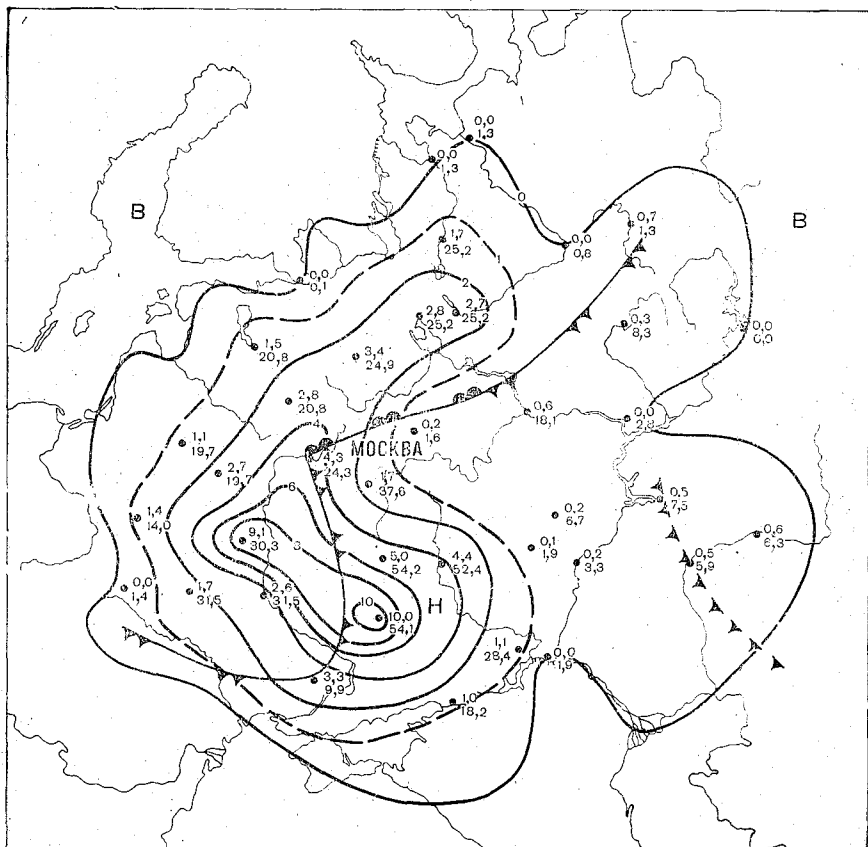
Рис. 1. Вычисленный запас конвективной энергии (10^{12} Дж/км²) над ЕТС в период максимума конвекции 14 июля 1964 г.

При расчетах по данным нескольких пунктов радиозондирования можно выявить макромасштабные зоны с повышенным и пониженным высвобождением тепла при развитии конвективной облачности. Можно ожидать, что выявление таких зон будет способствовать предсказанию участков зарождаемости атмосферных фронтов.

При вычислении запасов тепловой энергии удобно выражать $\bar{\rho}$ в кг/м^3 , H в метрах, T в Кельвинах. Так как $c_p = 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}$ и количество облаков S_v выражается в безразмерных единицах (10 баллов облаков принимаются за 1), то расчетную формулу можно записать в виде

$$Q = 10^6 \bar{\rho} S_v H (T_v - T_c). \quad (15)$$

Величина Q выражается в Дж/м^2 и реализуется к моменту максимума конвекции.



На рис. 1 дан пример вычисления запасов конвективной энергии в атмосфере для Европейской территории СССР в день с интенсивной конвекцией 14 июля 1964 г.

Обильные ливневые осадки на значительной территории связаны с прохождением фронта с волнами и вторичного холодного фронта (рис. 2). Карта осадков построена Е. В. Оренбургской. Она определяла для каждой зоны радиусом 150 км вокруг пункта радиозондирования максимальное количество выпавших за сутки осадков и среднее количество осадков в расчете на всю площадь зоны независимо от того, на какой части площади осадки выпадали. Изолинии построены по средним количествам осадков для разных зон на ЕТС. Положения фронтальных разделов указаны на 21 ч московского времени.

Как видно из сравнения рис. 1 и 2, основные области повышенных значений тепловой энергии конвекции соответствуют ареалам фронтальных осадков.

В области фронта с волнами вычисленные значения конвективной энергии для периода максимума конвекции достигали $(53 \div 63) \cdot 10^6$ Дж/м².

Максимальные количества фронтальных осадков составляли здесь 40—50 мм, а средние количества осадков — 5—10 мм.

В области вторичного холодного фронта значения конвективной энергии, полученные в расчете, достигали $52 \cdot 10^6$ Дж/м². Среднее количество осадков здесь не превышало 0,5—0,6 мм, а максимальное достигало 18,1 мм (Горький). Сопоставление значений для двух областей позволяет сделать вывод, что в треугольнике Горький — Уфа — Уральск нами получены завышенные значения тепловой энергии конвекции. Ее реализация ослаблялась влиянием усиливающегося антициклона, обуславливающего и размывание вторичного холодного фронта, что в расчетах энергии конвекции не учитывалось.

Приведенные выше максимальные значения тепловой энергии конвекции превышают суточный приход солнечной радиации при ясном небе в несколько раз*. Это означает, что накопление энергии неустойчивости для образования активных циклонических областей должно происходить в течение 2—3 суток, т. е. порядка половины естественного синоптического периода.

Рассчитанное указанным способом высвобождение конвективной энергии может параметрически сводиться в системы уравнений, описывающих атмосферную циркуляцию.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Развитие метода слоя позволило получить простое выражение для запасов тепловой энергии, высвобождающейся при образовании конвективных облаков.

* Например, для широты Сухуми суточный приток радиации при безоблачном небе составляет $30 \cdot 10^6$ Дж/м².

2. Используя данные сети станций аэрологического зондирования можно рассчитывать запасы энергии в период максимума конвекции над большими площадями, что может иметь существенное значение для развития теории атмосферной циркуляции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дюбюк А. Ф. К вопросу о разрешении влажной неустойчивости и конвекции. — Труды НИУ ГУГМС, 1945, сер. 1, вып. 7.
2. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 399 с.
3. Шишкин Н. С. К вопросу об учете влияния фазовых превращений воды на скорость вертикального развития конвективного облака. — Труды ГГО, 1972, вып. 278, с. 29—38.
4. Bjerknes J. Saturated-adiabatic ascent of air through dryadiabatically descending environment. — Q. J. Roy. Met. Soc., 1978, vol. 64, № 275.
5. Petterssen S. Contribution to the theory of convection. — Geoph. Publ., 1979, vol. 12, № 9.

Н. С. Шишкин

К РАСЧЕТУ ВОДОЗАПАСА КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ НАД БОЛЬШИМИ ТЕРРИТОРИЯМИ

В статьях [1, 2] была произведена попытка оценки водных запасов конвективных облаков, развивающихся над значительной территорией, по данным расчетов оптимального количества облаков и их объемов по методу слоя и экспериментальным данным о водности облаков. Рассчитанные объемы облаков сопоставлялись с радиолокационными данными об объемах радиоэха в часы максимума конвекции, а вычисленные водные запасы — с количеством фактически выпавших ливневых осадков, что позволяло определять средние поправочные коэффициенты к рассчитанным водным запасам. При этом получался сильный разброс данных для отношения рассчитанных суммарных водных запасов конвективных облаков к количеству выпавших ливневых осадков за день.

В настоящей статье изложен новый способ расчета водных запасов конвективных облаков, базирующийся на развитии метода слоя.

Теория вопроса. В работе [4] изложен способ расчета полной тепловой энергии, высвобождающейся при развитии конвективных облаков в атмосфере с неустойчивой стратификацией температуры.

При образовании облаков в количестве S_v мощностью H выражение для энергии имеет следующий вид

$$Q = c_p \bar{\rho} S_v H (T_v - T_c), \quad (1)$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, $\bar{\rho}$ — средняя плотность воздуха в слое развития облаков, T_v и T_c — температура воздуха, поднимающегося от нижней до верхней границы слоя по влажной и сухой адиабатам соответственно.

Как указывал еще основоположник метода слоя Бьеркнес [5], единственным источником энергии облачной конвекции является конденсация водяного пара. Поэтому для определения количества сконденсированной влаги мы должны разделить высвобо-

дившуюся при развитии конвективных облаков тепловую энергию Q на скрытую теплоту конденсации L_K^* :

$$M = \frac{Q}{L_K} = \frac{c_p}{L_K} \bar{\rho} S_B H(T_B - T_c). \quad (2)$$

Так как $c_p = 10^3$ Дж/(кг·К), $L_k = 2,5 \cdot 10^6$ Дж/кг, то расчетная формула для определения запасов воды в атмосферном столбе получает вид

$$M = 4 \cdot 10^{-4} \rho S_B H (T_B - T). \quad (3)$$

Если выражать $\bar{\rho}$ в кг/м³, H в километрах и учитывать, что площадь S_v — в безразмерных единицах (10 баллов облаков прини-

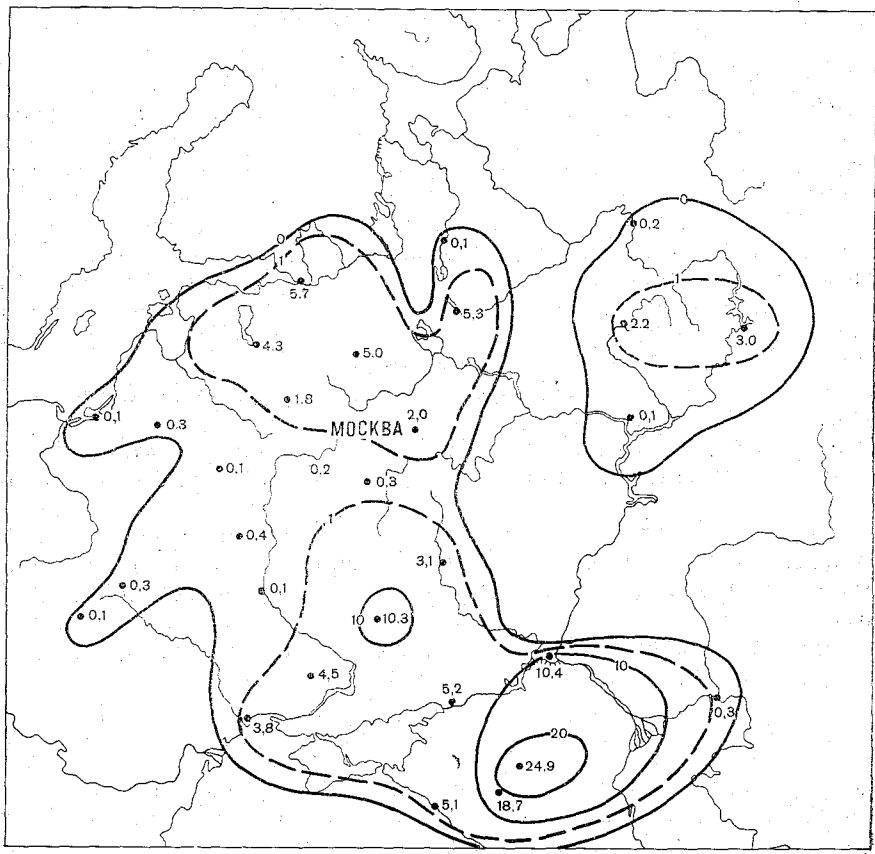


Рис. 1. Вычисленный водозапас (мм) конвективных облаков над ЕТС в период максимума конвекции 25 мая 1964 г.

* Строго говоря, при расчетах следовало бы учитывать также высвобождение тепла при замерзании капель и при сублимации водяного пара [3].

дается за 1), то получим M в миллиметрах. Способ расчета M такой же, как для Q . Последний изложен в [4].

Примеры расчета водозапаса облаков. Мы выполнили расчет водозапаса конвективных облаков над Европейской территорией СССР для двух дней с активной конвекцией, сопровождающейся выпадением ливневых осадков.

На рис. 1 приведены результаты расчета водозапасов на период максимума конвекции за 25 мая 1964 г. Данные о количестве фактически выпавших осадков за сутки представлены на рис. 2. На рис. 3 и 4 приведены аналогичные сведения за 15 августа 1964 г. Карты осадков построены Е. В. Оренбургской.

Способ построения карт изложен подробно в статье [4]. Приведенные на картах значения влагозапасов конвективных облаков вычислены по данным аэрологического зондирования для зоны радиусом 150 км вокруг пункта выпуска радиозондов. Изолинии

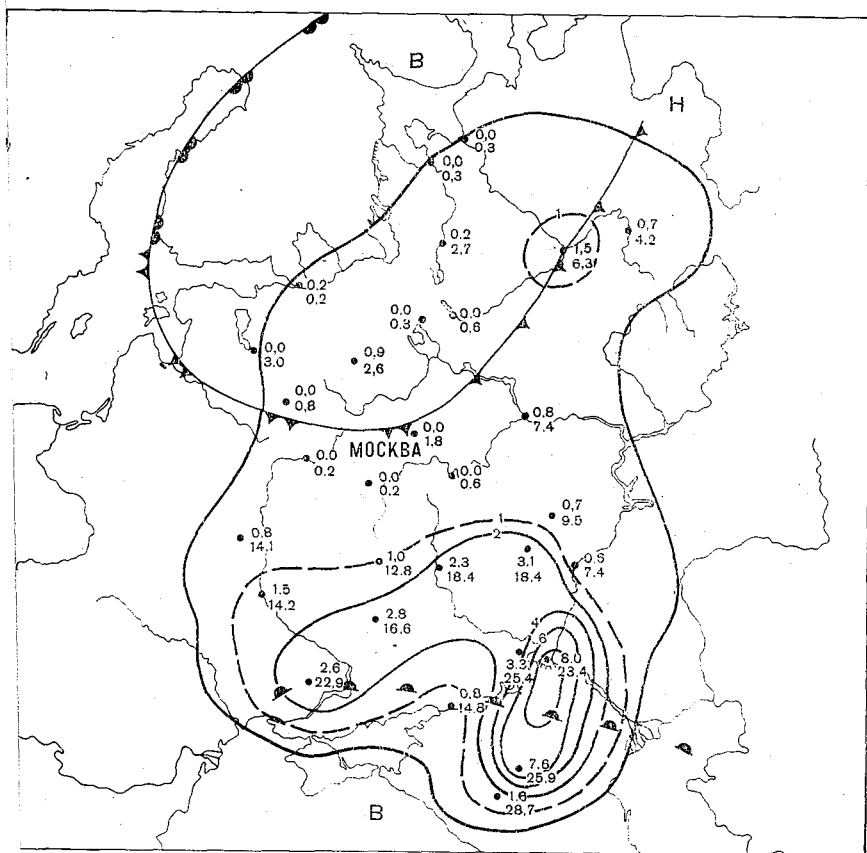


Рис. 2. Ареалы осадков на ЕТС за 25 мая 1964 г.

проведены через 10 м по данным для большого числа зон. Пунктиром проведена линия, соответствующая влагозапасу облаков 1 мм.

На картах осадков приведены данные о максимальном их количестве (мм) в зоне радиусом 150 км вокруг пункта аэрологического зондирования (нижняя цифра) и о среднем количестве осадков, отнесенном ко всей площади зоны независимо от того в каких ее частях выпадали осадки (верхняя цифра). Изолинии проведены по средним значениям в разных зонах ЕТС через 2 мм. Пунктиром проведены изолинии количества осадков 1 мм. Положения фронтальных зон указаны за 21 ч московского времени.

Как видно при сравнении рисунков, ареалы водозапаса близки к ареалам выпадения осадков. В частности, 25 мая 1964 г. область значительного водозапаса облаков в нижней части Европейской территории СССР (рис. 1) хорошо согласуется с ареалом

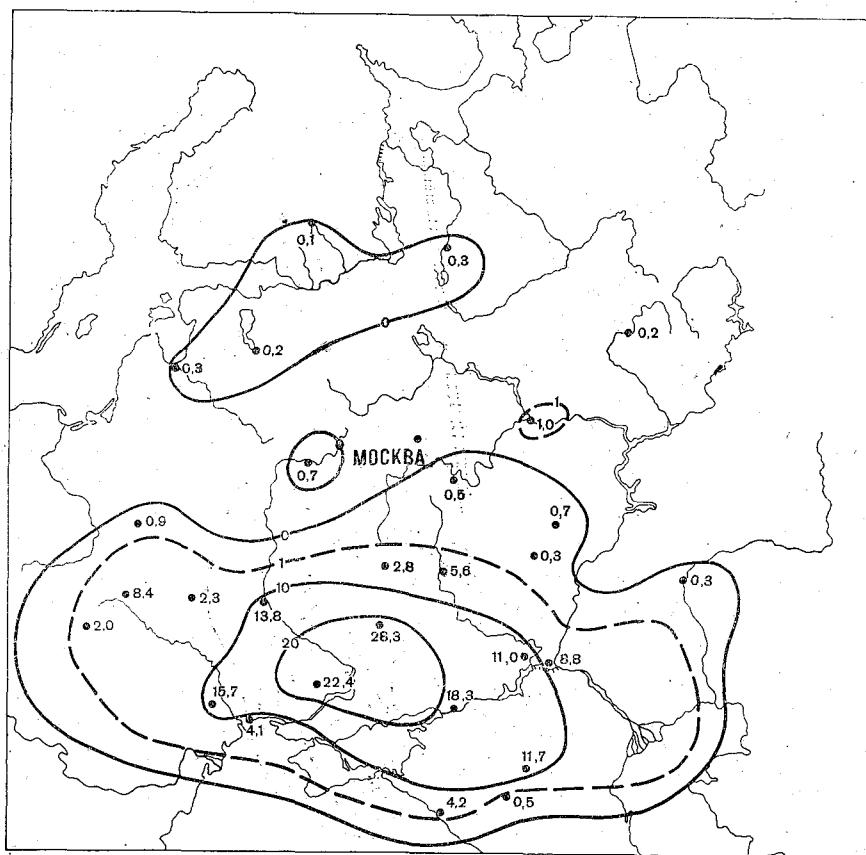


Рис. 3. Вычисленный водозапас (мм) конвективных облаков над ЕТС в период максимума конвекции 15 августа 1964 г.

лом ливневых осадков (рис. 2), за исключением района Астрахань — Гурьев. Наиболее сильные осадки отмечены в районе Волгоград — Дивное — Минеральные Воды. Здесь среднее количество их составляло 7,6—8,3 мм, а максимальное — 23—29 мм. Рассчитанный водозапас конвективных облаков в этом районе составляет 10—25 мм.

Небольшая область повышенного водозаписа в районе Ленинград—Вологда, по-видимому, не реализовалась под влиянием усиления антициклона, и лишь в районе Котласа отмечено выпадение слабых ливневых осадков на вторичном холодном фронте.

На значительной территории, где рассчитанный водозапас менее 1 мм, отмечалось выпадение ливневых дождей на одной или нескольких станциях зоны радиусом 150 км вокруг пункта радиозондирования. Среднее количество осадков при этом также обычно не превышало 1 мм.

15 августа 1964 г. на карте (рис. 3) в районе Харькова резко

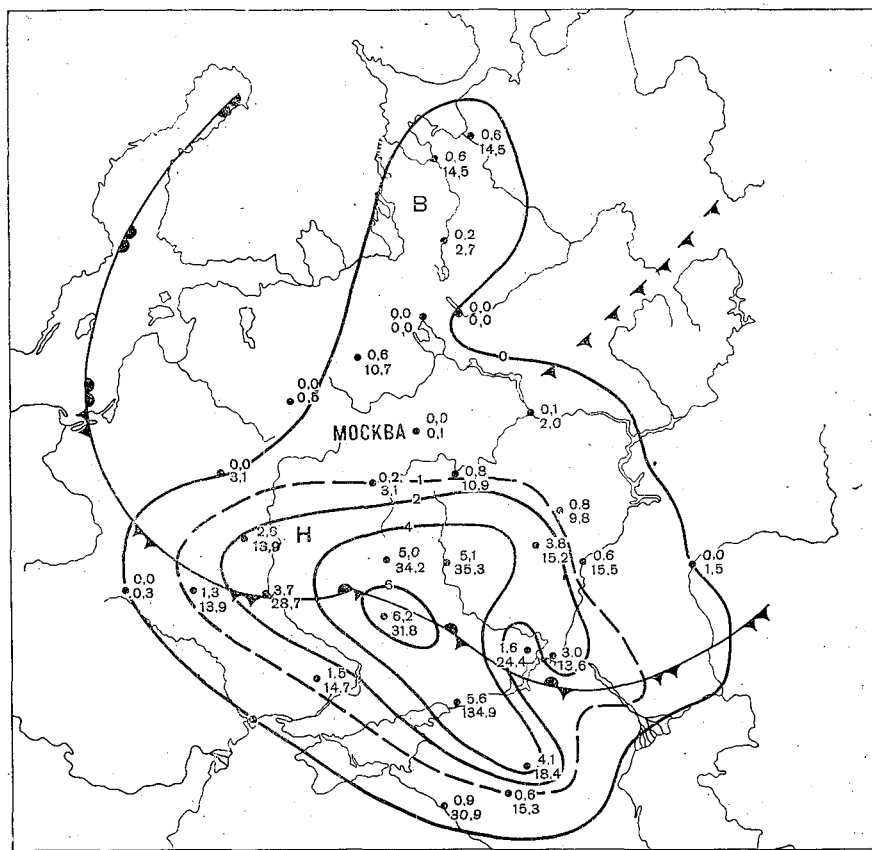


Рис. 4. Ареалы осадков на ЕТС за 15 августа 1964 г.

выделяется зона с максимальными значениями водозапаса (28,3 мм). Она хорошо согласуется с ареалом выпадения интенсивных ливневых осадков в области фронта окклюзии (рис. 4), за исключением Астраханской области. Среднее количество выпавших осадков в районе Харьков — Ростов-на-Дону составляло 5,6—6,2 мм, максимальное количество осадков в районе Харькова достигало 31,8 мм, а в районе Ростова-на-Дону — 134,9 мм. Зоны с суммарным водозапасом облаков менее 1 мм (Киров — Сухиничи — Тамбов, Каргополь — Псков), близки к ареалам ливневых осадков, полученным по данным одной или нескольких станций внутри круга радиусом 150 км с центром в пункте радиозондирования (за исключением Прибалтики, где осадки не выпадали). Фактическое среднее количество осадков за сутки в указанных районах не превышало 1 мм, однако на отдельных станциях их количество составляло 10—15 мм. Полного соответствия рассматриваемых карт не отмечается и не должно быть, так как 1) водозапас облаков вычислен для дневного времени суток (период максимума конвекции), а количество осадков дано за сутки, 2) расчеты конвекции выполнялись по данным утреннего аэрологического зондирования; при этом последующая трансформация воздушной массы и ее перенос не учитывались.

По порядку величины данные о водозапасе и об осадках согласуются удовлетворительно.

Отношение средних количеств осадков на заданной территории к водозапасу конвективных облаков, развивающихся над той же территорией, дает коэффициент осаждения облачной влаги, который в обоих рассмотренных случаях оказался равным 0,3. Для примера, рассмотренного в статье [4], коэффициент осаждения облачной влаги равен 0,2.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Предложенный способ позволяет рассчитывать водозапас конвективных облаков над большими территориями по данным сети станций аэрологического зондирования.

2. Сопоставление рассчитанного водозапаса и фактического количества осадков позволяет оценивать коэффициент осаждения облачной влаги.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анчугова Р. А., Шишкин Н. С. Сравнение параметров осадкообразующих конвективных облаков по данным радиолокационных наблюдений и по методу слоя. — Труды ГГО, 1968, вып. 279, с. 84—89.
2. Будилова Е. П. и др. К методике оценки водных запасов конвективных облаков/Е. П. Будилова, Т. В. Иванова, В. Т. Леншин, Л. С. Хайбуллина, Н. С. Шишкин. — Труды ГГО, 1972, вып. 278, с. 142—152.
3. Шишкин Н. С. К вопросу об учете влияния фазовых преобразований воды на скорость вертикального развития конвективного облака. — Труды ГГО, 1972, вып. 278, с. 29—78.
4. Шишкин И. С. О запасах конвективной энергии в атмосфере. — См. наст. сборник.
5. Bjerknes J. Saturated-adiabatic ascent of air through dryadiabatically descending environment. — Q. J. Roy. Met. Soc., 1978, vol. 64, N 275.

Ю. А. Довгалюк, А. В. Зинченко

К РЕШЕНИЮ ЗАДАЧИ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ОСАДКОВ ИЗ СЛОИСТООБРАЗНЫХ ОБЛАКОВ

При решении ряда вопросов прикладного характера, таких, как проектирование линий спутниковой связи, радиотеплолокация атмосферы и др., возникает потребность в знании статистических характеристик атмосферных осадков на разных высотах. К настоящему времени накоплен большой статистический материал по измерениям интенсивностей осадков на уровне земли и проведены его климатические обобщения [1, 9]. Однако достаточно полных количественных измерений характеристик осадков в свободной атмосфере в настоящее время не имеется. Повторяемости различных характеристик осадков на высотах можно было бы установить косвенным путем, зная повторяемости осадков разных градаций интенсивности на земле и вертикальные профили осадков, соответствующие каждой градации интенсивности. Таким образом, возникает задача о восстановлении расчетным путем вертикального профиля осадков, исходя из данных плевниографических измерений. В данной статье рассмотрен метод решения такой задачи применительно к обложным осадкам, выпадающим из слоисто-дождевых облаков. Результаты расчетов приводятся в работе [2].

Основные уравнения. Постановка задачи, принятая в данной работе, предусматривает рассмотрение роста капель и выпадения осадков из слоисто-дождевых облаков на стадии их полного развития, когда осадки занимают всю толщу облачной атмосферы. Искомой величиной являются спектры осадков на разных уровнях, а в качестве заданной величины выбирается один из моментов функции распределения — интенсивность осадков на поверхности земли. Однозначная связь между моментом функции распределения и спектром существует только при условии задания однопараметрической функции распределения частиц осадков по размерам. Задание вида функции распределения является распространенным приемом при параметризации микрофизических процессов в облаках [11] и позволяет построить схему, описы-

вающую вертикальный профиль осадков, при помощи сравнительно простых соотношений и констант, заимствованных отчасти из теории, отчасти из опыта.

Рассмотрим уравнение, выражающее сохранение массы частиц осадков с учетом микрофизических процессов:

$$\frac{dM}{dt} = -M \operatorname{div} \mathbf{v} + \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{коаг}} + \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{конд}}, \quad (1)$$

где M — абсолютная водность осадков, v — средневзвешенная по объемам скорость падения частиц.

Отличительными признаками слоистообразных облаков являются следующие:

- а) квазиостационарность,
- б) горизонтальная однородность,
- в) малая вертикальная скорость w , так что выполняется условие $w/v \ll 1$.

Учитывая эти свойства слоистообразной облачности, преобразуем (1) к следующему более простому виду:

$$v \frac{dM}{dz} = -M \frac{\partial v}{\partial z} + \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{коаг}} + \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{конд}}. \quad (2)$$

Для того чтобы записать выражения для величин, входящих в (2), в явном виде зададим следующую функцию распределения частиц по размерам (формула Маршалла — Пальмера [5]):

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

где D — диаметр частицы, $N(D)dD$ — концентрация частиц в интервале размеров $D \pm dD/2$, N_0 и λ — параметры (величина N_0 мало меняется и может быть задана, по эмпирическим данным [5] она равна $8 \cdot 10^6 \text{ м}^{-4}$).

Аналогичная формула применяется для описания спектра ледяных частиц [12]. В этом случае в качестве величины, характеризующей размер частицы, берется ее эквивалентный диаметр — диаметр капли, образующейся при таянии частицы.

Средняя скорость падения частиц v по определению равна:

$$v = \int_0^\infty D^3 v_i(D) e^{-\lambda D} dD / \int_0^\infty D^3 e^{-\lambda D} dD, \quad (4)$$

где $v_i(D)$ — скорость падения отдельной частицы.

Скорость падения дождевой капли, согласно [11], зададим в виде

$$v_{iB} = -130 D^{1/2} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2}, \quad (5)$$

где $\frac{\rho_0}{\rho} \approx \exp(kz)$ — отношение плотности воздуха на уровне моря к плотности воздуха на уровне z , $k = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \approx 10^{-4} \text{ м}^{-1}$.

Скорость падения наиболее часто встречающихся в снегопадах обзерненных пластинчатых кристаллов задавалась [10] в виде:

$$v_{il} = -276 D^{0,778} \exp(kz/2), \quad (6)$$

где D — эквивалентный диаметр кристалла.

Подставляя в (4) выражение скорости падения капель (5), получим

$$v = -38,8 N_0^{-1/8} M^{1/8} \exp(kz/2). \quad (7)$$

Подставляя в (4) аналогичное выражение для кристаллов (6), получим

$$v = -43,3 N_0^{-0,195} M^{0,195} \exp(kz/2). \quad (8)$$

Скорость коагуляционного роста осадков рассмотрим в приближении непрерывного роста отдельных частиц. Как это принято в работах ряда авторов [3, 11], будем предполагать, что общая водность облака складывается из водности мелких облачных частиц (m) и гидрометеорных частиц (M). Скоростью гравитационного оседания облачных частиц, по определению этого понятия, можно пренебречь по сравнению со скоростью оседания гидрометеорных частиц.

Скорость коагуляционного роста отдельной частицы осадков дается [6] следующим уравнением:

$$\frac{dM_i}{dt} = -\frac{\pi d_i^2}{4} E_i v_i m, \quad (9)$$

где E_i — коэффициент коагуляции, m — абсолютная водность облачных капель, d_i — сечение объема, из которого происходит вымывание облачных капель.

В случае рассмотрения роста жидких осадков $d_i = D$ и скорость роста общей водности осадков дается постановкой в (9) формулы (3) и интегрированием по всем размерам:

$$\left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{коаг}} = \int_0^{\infty} \frac{dM_i}{dt} N(D) dD = 6,96 \cdot 10^{-4} E N_0^{-1/8} m M^{7/8} \exp\left(\frac{kz}{2}\right). \quad (10)$$

Скорость коагуляционного роста кристаллов зависит от их размеров и от их ориентации во время падения. В работе [7] указывается, что при $Re > 0,1$ несферические частицы стремятся ориентироваться таким образом, что их аэродинамическое сопротивление оказывается максимальным. Так как мы рассматриваем частицы с $Re \gg 0,1$, то будем считать, что пластинчатые кристаллы ориентируются плоскостью поперек потока. Тогда связь между d_i и эквивалентным диаметром кристалла (D) дается [6] следующей эмпирической формулой:

$$d_i = 1,39 \cdot 10^2 D^{3/2}, \quad (11)$$

где d_i и D выражены в метрах.

Аналогично (10) получаем уравнение для скорости роста общей водности кристаллов:

$$\left(\frac{dM}{dt}\right)_{\text{коаг}} = 1,25 N_0^{-0,195} M^{1,195} E m \exp\left(\frac{kz}{2}\right). \quad (12)^*$$

Рассмотрим далее конденсационный рост и испарение частиц осадков. Уравнение для конденсационного роста и испарения отдельной капли, согласно [6], имеет следующий вид:

$$\frac{dM_i}{dt} = \frac{2\pi Ds}{f_b(T)} (1 + 0,23 \text{Re}^{1/2}). \quad (13)$$

Здесь $S = \frac{p_s}{p_s(T)} - 1$ — относительное пересыщение, где p_s — упругость пара в воздухе, $p_s(T)$ — упругость насыщения при температуре T (в кельвинах) в облаке;

$$f_b(T) = 10^5 \frac{1}{T} \left(5,42 \cdot 10^3 \frac{1}{T} - 1 \right) + 193 \frac{T}{p_s(T)}, \quad (14)$$

где p_s — выражено в миллибарах, $1 + 0,23 \text{Re}^{1/2}$ — поправка на вентиляцию при падении.

С точностью $\pm 15\%$ можно аппроксимировать

$$2\pi D(1 + 0,23 \text{Re}^{1/2}) = 2,24 \cdot 10^3 D^{3/2}. \quad (15)$$

Тогда, интегрируя скорость конденсационного роста отдельных капель с учетом формулы (3), получим выражение

$$\left(\frac{dM}{dt}\right)_{\text{конд}} = 0,193 N_0^{0,35} M^{0,65} \frac{S}{f_b(T)}. \quad (16)$$

Для расчета конденсационного изменения массы отдельного кристалла применим [6] уравнение конденсации для диска:

$$\frac{dM_i}{dt} = \frac{4\pi r_s}{f_d(T)} (1 + 0,23 \text{Re}^{1/2}), \quad (17)$$

где

$$f_d(T) = 1,22 \cdot 10^5 \frac{1}{T} \left(6,16 \cdot 10^3 \frac{1}{T} - 1 \right) + 154 \frac{T}{p_s(T)}.$$

Аппроксимация, аналогичная (15), приводит к выражению

$$\frac{dM_i}{dt} = 5,27 \cdot 10^5 D^{2,253} f_d(T)^S, \quad (18)$$

откуда в свою очередь легко получить выражение для роста общей массы кристаллов:

$$\left(\frac{dM}{dt}\right)_{\text{конд}} = 7,027 N_0^{0,19} M^{0,81} \frac{S}{f_d(T)}. \quad (19)$$

Преобразуем теперь уравнение (2) к расчетному виду. В случае осадков в форме дождя из формулы (7) следует

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \left(\frac{v}{8M} \frac{dM}{dz} + \frac{k}{2} \right) v. \quad (20)$$

Учитывая выражение (20) и уравнения (10) и (16) запишем формулу для вертикальной производной водности жидких осадков:

$$\begin{aligned} \frac{dM}{dz} = & -\frac{4}{9} kM + \frac{8}{9} \frac{1}{v} \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{коаг}} + \frac{8}{9} \frac{1}{v} \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{конд}} = \\ = & -0,444 \cdot 10^{-4} M - 0,16 \cdot 10^{-4} Em N_0^{1/4} M^{3/4} - 4,45 \cdot 10^{-3} \times \\ & \times N_0^{0,475} M^{0,525} \frac{s}{f_B(T)} \exp\left(\frac{kz}{2}\right). \end{aligned} \quad (21)$$

Физический смысл членов в правой части (21) следующий: слагаемое, пропорциональное M , описывает влияние сжимаемости атмосферы на водность осадков, слагаемые, пропорциональные $M^{3/4}$ и $M^{0,525}$ описывают влияние коагуляции и конденсации (испарения) соответственно.

Рассмотрим аналогичное уравнение для вертикального градиента водности осадков в виде снега. Из формулы (8) следует

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \left(\frac{0,195v}{M} \frac{dM}{dz} + \frac{k}{2} \right) v. \quad (22)$$

Учитывая выражение (22), а также (12) и (19), приходим к следующему уравнению:

$$\begin{aligned} \frac{dM}{dz} = & -0,418kM \frac{0,837}{v} \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{коаг}} + \frac{0,837}{v} \left(\frac{dM}{dt} \right)_{\text{конд}} = \\ = & -0,418 \cdot 10^{-4} M - 2,42 \cdot 10^{-2} Em M - 0,136 N_0^{0,382} \times \\ & \times M^{0,618} \frac{s}{f_A(T)} \exp\left(\frac{kz}{2}\right). \end{aligned} \quad (23)$$

Граничным условием к уравнениям (21) и (23) служат значения водности (M) при $z=0$. Эти значения определяются по заданной интенсивности осадков из уравнения

$$I = 3,6Mv, \quad (24)$$

где I — интенсивность осадков в мм/ч.

Обсуждение уравнений. Полученные уравнения (21) и (23), совместно с граничными условиями — значениями M и $z=0$, вытекающими из (24), образуют математическую задачу, решение которой позволяет восстановить вертикальные профили водности осадков, исходя из заданных значений I на поверхности земли. Задание функции распределения в виде (3) позволяет легко

выразить ряд характеристик осадков через значение M (г/м³) исходя из определения водности:

$$M = \int_0^{\infty} \frac{\pi \rho_e}{6} D^3 N_0 e^{-\lambda D} dD = \frac{\pi}{6} \rho_e N_0 \frac{\Gamma(4)}{\lambda^4}, \quad (25)$$

где ρ_e — плотность воды.

Запишем выражение для λ (м⁻¹):

$$\lambda = 42,1 N^{1/4} M^{-1/4}. \quad (26)$$

Концентрация частиц осадков N_t (м⁻³) дается выражением

$$N_t = \int_0^{\infty} N_0 e^{-\lambda D} dD = \frac{N_0}{\lambda}. \quad (27)$$

Характерный размер частиц в спектре — диаметр частицы медианного объема (в метрах)

$$D_0 = 0,087 N^{-1/4} M^{1/4}. \quad (28)$$

В уравнения (21) и (23) входит ряд параметров, часть из которых является константами, а часть — функциями высоты.

Одним из наиболее важных параметров является водность облачных капель (m). Значения m задавались по эмпирическим данным. Была взята зависимость водности слоистообразных облаков от температуры. Исследования ряда авторов показали, что существует достаточно устойчивая статистическая связь между этими величинами [8]. Для того чтобы перейти от зависимости водность — температура к зависимости водность — высота, надо знать средние температурные профили при слоисто-дождевой облачности для разных сезонов. Эти данные были взяты согласно статистической модели атмосферы [4].

Обсуждение значений других параметров и примеры решения уравнений (21), (23) даются в работе [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 133 с.
2. Баранов В. Г. и др. Некоторые результаты расчета вертикального профиля обложных осадков/В. Г. Баранов, Ю. А. Довгалоук, А. В. Зинченко, Т. Ф. Кучинская. См. наст. сборник.
3. Буйков М. В. Численное моделирование облаков слоистых форм. — Обнинск: изд. ВНИИГМИ — МЦД, 1978. — 61 с.
4. Васищева М. А., Шукин Г. Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. — Обнинск: Изд. ВНИИГМИ — МЦД, 1976. — 94 с.
5. Литвинов Н. В. Структура атмосферных осадков. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 152 с.
6. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Пер. с англ. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 541 с.
7. Плауде Н. О. К вопросу о коагуляционном росте ледяных кристаллов в переохлажденных облаках. — Труды ЦАО, 1963, вып. 51, с. 33—41.

8. Статистические характеристики пространственной и микрофизической структуры облаков. Авиационно-климатологический атлас-справочник СССР. Вып. 3, т. 1, 2/Под ред. Л. С. Дубровиной.—М., Гидрометеиздат, 1975.
9. Douglas M. A. J., Sims A. L., Climatology of instantaneous rainfall rates.—J. Appl. Met., 1978, vol. 17, N 8, p. 1135—1140.
10. Kajikawa M. Experimental formula of falling velocity of snow crystals.—J. Met. Soc. Japan, 1975, ser. II, vol. 53, N 4, p. 267—275.
11. Kessler E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations.—Met. Monog., 1969, vol. 10, N 32.—84 p.
12. Passarelli R. E. Theoretical and observational study of snow-size spectra and snowflake aggregation efficiencies.—J. Atmos. Sci., 1978, vol. 35, N 5, p. 882—889.

*В. Г. Баранов, Ю. А. Довгальюк,
А. В. Зинченко, Т. Ф. Кучинская*

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ОБЛОЖНЫХ ОСАДКОВ

В статье [3] данного сборника сформулирована задача о восстановлении расчетным путем вертикального профиля осадков, исходя из данных наземных плевниографических измерений. Интерес к такой задаче вызван запросами практики. Для ряда технических областей представляет интерес вероятность встречи с осадками разной интенсивности на разных высотах в свободной атмосфере. Однако в настоящее время отсутствуют данные, позволяющие определить такую вероятность. Имеются лишь статистические распределения повторяемости осадков разных градаций интенсивности на поверхности земли [1]. Повторяемости осадков на высотах можно установить, зная вертикальные профили осадков, соответствующие каждой градации интенсивности. Ниже излагается схема расчета вертикального профиля обложных осадков и приводится несколько примеров расчета. Расчеты производились для условий, характеризующих четыре сезона года в средних широтах и в Арктике.

Расчетная схема. При решении выделяются три зоны: зона испарения осадков под основанием облака, зона роста жидких осадков в теплой части облака и зона роста твердых осадков при отрицательных температурах в переохлажденной части облака. Пересыщение относительно воды внутри слоистообразных облаков незначительно, поэтому конденсационным ростом капель дождя можно пренебречь по сравнению с их коагуляционным ростом [5]. Значение пересыщения относительно льда рассчитывалось, исходя из допущения, что имеется насыщение относительно воды. Значение водности облачных капель (m), как указано в [3] бралось по экспериментальным данным, причем m задавалось постоянным для каждого пятиградусного интервала температур [6].

При решении уравнений, описывающих изменение водности осадков с высотой [3], атмосфера разбивалась по высоте на слои соответствующие пятиградусным интервалам температуры. Вве-

дем следующие обозначения величин, входящих в уравнения (21) и (23) из работы [3]:

$$(1) \left\{ \begin{aligned} A_1 &= -0,444 \cdot 10^{-4}, \\ B_1 &= -0,16 \cdot 10^{-4} E m N^0, \\ C_1 &= -4,45 \cdot 10^{-3} N^{0,475} \frac{f_B(T)}{s} \exp(kz/2), \\ A_2 &= -0,418 \cdot 10^{-4} - 2,42 \cdot 10^{-2} E m, \\ B_2 &= -0,136 N^{0,382} \frac{f_A(T)}{s} \exp(kz/2). \end{aligned} \right.$$

С учетом способа задания значений влажности воздуха в пределах каждого пятиградусного слоя A_1, B_1, C_1, A_2 и B_2 в пределах каждого пятиградусного слоя считаются константами. В этом случае уравнения (21) и (23) из [3] имеют указанные ниже аналитические решения, связывающие значения влажности осадков на нижней границе пятиградусного слоя (M_0) и на верней (M).

В зависимости от атмосферных условий применялись следующие три формулы, описывающие:

$$(2) \quad M = \left[\left(\frac{A_1}{B_1} + M_0^{0,475} \right) e^{-0,475 A_1 \Delta z} - \frac{A_1}{C_1} \right]^{2,105};$$

6) когуляционный рост дождя

$$(3) \quad M = \left[\left(\frac{A_1}{B_1} + M_0^{0,475} \right) e^{-\frac{A_1}{B_1} \Delta z} - \frac{A_1}{B_1} \right]^{2,105};$$

в) конденсационно-когуляционный рост и испарение кристаллов

$$(4) \quad M = \left[\left(\frac{A_2}{B_2} + M_0^{0,382} \right) e^{-0,382 A_2 \Delta z} - \frac{A_2}{B_2} \right]^{2,618}.$$

Здесь Δz — вертикальная мощность пятиградусного слоя.

Расчет производится последовательно для каждого слоя снизу вверх. При температуре выше нуля считалось, что осадки существуют в виде дождя, при температуре ниже нуля — в виде снега. Расчет велся до тех пор, пока M не достигнет заданное выбранного минимального значения, равного 10^{-2} г/м³.

Значение M на поверхности земли ($z=0$) определялось по формулам из [3], исходя из значений интенсивности осадков [1]. Значения наземной интенсивности осадков, для которых производились расчеты, выбравшись в соответствии с графиками, использованными при статистической обработке измерений осадков [1].

Результаты расчетов. Формулы (2) — (4) позволяют пронавести расчет вертикального профиля осадков при заданных атмо-

сферных условиях. Для расчета мало задать численные значения ряда параметров. Значение коэффициента коагуляции принимаю-
 лось равным 0,8 для жидких осадков и 1 для кристаллов [5];
 значение N_0 принималось равным $8 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-4}$ [4]. Пересыщенные s
 ниже основания облака задавалось равным — 0,1, что соответст-

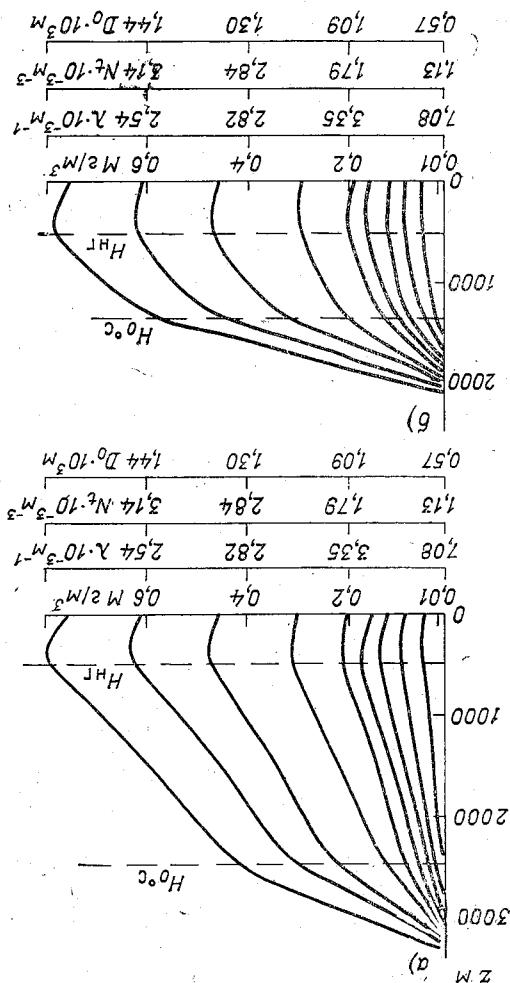


Рис. 1. Высотный разрез водности облож-
 ных осадков (M) в умеренных широтах
 за июль (a) и октябрь (б).

λ — множитель в показателе экспоненты фор-
 мулы Маршала — Палмера, N_c — общая кон-
 центрация частиц осадков, D_0 — диаметр части-
 цы среднего объема; H_{HT} и $H_0^\circ\text{C}$ — высоты
 нижней границы облачности и нулевой изо-
 термы.

вует относительной влажности 90 %. Высота нижней границы слоисто-дождевых облаков принималась равной 500 м для средних широт и 350 м для Арктики [6]. Вертикальные профили температуры для разных сезонов года при условии наличия слоисто-дождевых облаков были взяты из [2], зависимость водности облаков от температуры — из [6]. Примеры полученных в результате расчета вертикальных профилей M для разных сезонов (лето, осень) и для разных географических районов (умеренные широты, Арктика) показаны на рис. 1 и 2.

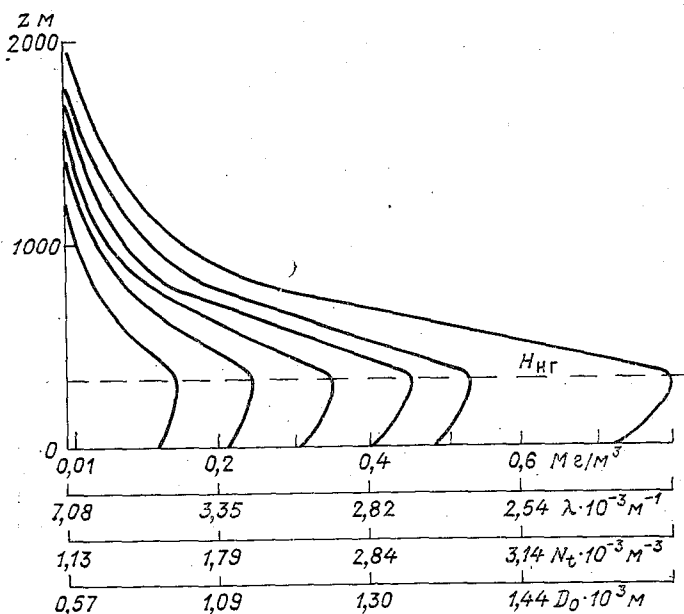


Рис. 2. Высотный разрез водности обложных осадков (M) в Арктике за октябрь.

Усл. обозначения см. рис. 1.

Используя формулы из [3], легко рассчитать по известному значению M другие характеристики осадков: значение параметра λ , входящего в функцию распределения Маршалла — Пальмера, общую концентрацию частиц осадков, значение характерного диаметра частиц, значение интенсивности осадков.

В заключение следует отметить, что приведенные в данной статье графики и формулы дают описание интенсивности, водности и спектра частиц осадков на разных уровнях в атмосфере. Полученные в результате расчетов результаты согласуются с имеющимися эмпирическими данными о структуре обложных осадков. Образование осадков и их интенсивность связаны с микрофизическим строением и вертикальной мощностью обла-

ков. В основном осадки выпадают из облаков смешанного (вода — лед) строения. Дождь, образующийся при таянии ледяных частиц, выпадает при средней толщине летних облаков около 3000 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени. — Л.: Гидрометеиздат, 1975. — 133 с.
2. Васищева М. А., Шукин Г. Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. — Обнинск. Изд. ВНИИГМИ — МЦД, 1976. — 94 с.
3. Довгальук Ю. А., Зинченко А. В. К решению задачи восстановления вертикального профиля осадков из слоистообразных облаков. — См. наст. сборник.
4. Литвинов Н. В. Структура атмосферных осадков. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 152 с.
5. Мейсон В. Дж. Физика облаков/Пер. с англ. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 541 с.
6. Статистические характеристики пространственной и микрофизической структуры облаков. Авиационно-климатический атлас-справочник СССР. Вып. 2, т. 1, 2/Под ред. Л. С. Дубровиной. — М.: Гидрометеиздат, 1975.

В. В. Шлыков, В. В. Клинго

О КИНЕТИКЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫХ ВОДЯНЫХ КАПЕЛЬ, НАХОДЯЩИХСЯ В ВОЗДУШНОЙ СРЕДЕ

Исследование процесса кристаллизации переохлажденных водяных капель имеет давнюю историю [5]. Однако до последнего времени дискутируются количественные значения статистических характеристик замерзания переохлажденных водяных капель. Отсутствуют также строгие критерии, позволяющие установить, осит ли замерзание гомогенный или гетерогенный характер. Об этом свидетельствуют появившиеся в 70-х годах работы [1, 3—5, 8].

Правильное понимание особенностей кристаллизации водяных капель имеет прямое отношение к физике облаков, поскольку процесс осадкообразования нередко связан с появлением ледяной фазы в облаках.

Задачей данной статьи является расчет некоторых статистических характеристик кристаллизации переохлажденных водяных капель по данным проведенных экспериментов, а именно на основе предположения о гомогенном характере зародышеобразования (нуклеации) рассчитаны скорости нуклеации льда в переохлажденных водяных каплях I и дифференциальная функция распределения числа замерзших капель в зависимости от температуры. Кроме того, для проверки справедливости предположения о гомогенности нуклеации были определены погрешности ΔI для капель разных размеров.

Расчет статистических характеристик гомогенной кристаллизации. В основе методики расчета скорости гомогенного зародышеобразования лежит следующий физический принцип: вероятность замерзания переохлажденной капли не зависит от того, сколько времени и при какой температуре она находилась до некоторого фиксированного момента времени, начиная с которого эта вероятность определяется. Другими словами, принимается, что предыстория переохлажденного состояния капли до любого момента времени не влияет на вероятность ее замерзания.

Формально этот принцип записывается так

$$dN(t) = -v \cdot I\{T(t)\}N(t)dt, \quad (1)$$

где $N(t)$ — число незамерзших переохлажденных капель в момент времени t , $dN(t)$ — число капель, замерзших за время dt , v — объем капли, $T(t)$ — закон изменения температуры во времени, $I\{T(t)\}$ — скорость нуклеации как функция температуры.

Из (1) получаем изменение во времени числа незамерзших капель

$$N(t) = N_0 e^{-v \int_0^t I\{T(t')\} dt'}, \quad (2)$$

где N_0 — число незамерзших капель в момент $t=0$,

Если взять достаточно малый интервал времени $\Delta t = t_{i+1} - t_i$ чтобы можно было считать значение $T(t)$ постоянным в этом интервале, то

$$N(t_{i+1}) = N(t_i) e^{-v \cdot I(T) \Delta t}. \quad (3)$$

Переходя от изменения во времени к изменению по температуре при заданной скорости охлаждения $\gamma = \frac{\Delta T}{\Delta t}$, из (3) получим

$$I(T) = \frac{\gamma}{v \Delta T} \ln \frac{N(T_i)}{N(T_{i+1})}, \quad \Delta T = T_i - T_{i+1}. \quad (4)$$

Формула (4) приводится в [3, 8]. По ней мы и вычисляли скорость нуклеации. При этом $N(T_i)$ соответствовало числу незамерзших капель в начале каждого интервала ΔT , а $N(T_{i+1})$ — в конце.

Наши эксперименты проводились на установке, описанной в [2], в которой капля дистиллированной воды подвешивалась на тонкой стеклянной нити толщиной примерно 30 мкм в воздушной среде специальной камеры. Начальная температура в камере была около 0°C, а затем она понижалась с постоянной скоростью до момента замерзания капли. Температура замерзания фиксировалась с помощью точечного термисторного микроэлектротермометра в момент выделения скрытой теплоты кристаллизации. Чувствительный элемент термометра располагался в непосредственной близости от капли, что обеспечивало достаточно точное определение температуры ее замерзания.

Нам представляется, что для изучения гомогенной кристаллизации условия охлаждения капли, подвешенной в воздухе, более благоприятны, чем условия охлаждения капли, помещенной даже в хорошо очищенное масло [1, 8]. Масло, хотя и слабо, но все таки растворяется в воде и, следовательно, обязательно загрязняет капли. Очевидно, что с уменьшением радиуса капель эффект загрязнения будет усиливаться из-за увеличения относительной роли поверхности. Кроме того, само по себе лабораторное изучение кристаллизации водяных капель в воздухе ближе к естес-

венным атмосферным условиям, чем соответствующие опыты в масле.

В опытах весь температурный диапазон подразделялся на интервалы $\Delta T = 1^\circ\text{C}$, и измерялось число капель, замерзших в каждом таком интервале. Все опыты были подразделены на шесть серий по диапазонам диаметров капель: 1) 0,60—0,79 мм, 2) 0,80—0,99 мм, 3) 1,00—1,19 мм, 4) 1,20—1,39 мм, 5) 1,40—1,59 мм, 6) 1,60—1,90 мм. Каждая серия включала 110 капель.

Объем капель каждой серии вычислялся по формуле

$$\bar{v}_i = \frac{4}{3} \pi (\bar{r}_i - \Delta r_i)^3, \quad (5)$$

где $\bar{v}_i$ и $\bar{r}_i$ — соответственно средние объем и радиус капель i -й серии без учета испарения, Δr_i — среднее уменьшение радиуса за счет испарения. Размер капель определялся с помощью микроскопа, снабженного оптическим микроскопом типа МОВ-1, который позволял измерять их диаметр с точностью ± 10 мкм.

Таблица 1

Значения $\bar{T}$, δT и критерия согласия Пирсона P_{χ^2} для каждой серии опытов

$\bar{R}_i \cdot 10^{-2}$ см	$8,28 \pm 1,05$	$7,07 \pm 0,72$	$6,03 \pm 0,58$	$4,94 \pm 0,78$	$3,84 \pm 0,65$	$2,38 \pm 1,30$
$\bar{T}$ К	255,05	254,59	254,41	254,36	253,54	253,20
δT К	2,377	2,185	2,266	2,621	2,404	2,656
P_{χ^2}	>0,54	>0,01	>0,13	0,01	0,01	>0,25

Величины средних радиусов капель с учетом испарения $\bar{R}_i = \bar{r}_i - \Delta r_i$ для указанных выше серий опытов приведены в табл. 1, 2, 3.

Значение скорости охлаждения γ вычислялось по данным обработки записи изменения температуры в непосредственной близости от капли. Величина γ изменялась со временем, поэтому ее значение всегда находилось для последней минуты, предшествовавшей замерзанию капли. Распределение γ , как показала обработка ленты с записью изменения температуры, подчиняется нормальному закону со средним значением $\gamma = 2^\circ\text{C}/\text{мин}$ и средней квадратической вариацией $\delta\gamma = 0,2^\circ\text{C}/\text{мин}$. Эти величины оказались одинаковыми во всех сериях опытов.

Для определения отношения $\frac{N(T_i)}{N(T_{i+1})}$ необходимо обратиться к дифференциальной функции распределения температур замерзания капель $D(T)$, имея в виду, что

$$D(T) = \frac{N(T_i) - N(T_{i+1})}{N_0} = \frac{\Delta N_i}{N_0},$$

где $N_0 = \Sigma \Delta N_i$.

Значения $I(T)$ и $\Delta I(T)$ для $\dot{N}(T_i)$ и $\dot{N}(T_{i+1})$, найденных из эксперимента

Т К	$\dot{R}_i \cdot 10^2$ см									
	$8,28 \pm 1,05$		$7,07 \pm 0,72$		$6,03 \pm 0,58$		$4,94 \pm 0,78$		$3,84 \pm 0,65$	
	I	ΔI	I	ΔI	I	ΔI	I	ΔI	I	ΔI
261,5	0,25	0,17	—	—	—	—	0,60	0,466	—	—
260,5	0,40	0,27	0,21	0,12	—	—	0,61	0,47	1,28	1,95
259,5	0,13	0,09	0,21	0,12	11,44*	6,73	2,51*	1,94	1,29	1,97
258,5	0,83	0,57	0,21	0,13	0,69	0,40	4,61	3,56	2,63	4,00
257,5	2,00	1,36	2,91	0,18	4,39	2,58	4,95	3,82	6,81	10,36
256,5	1,94	1,32	5,68	3,43	4,14	2,44	5,35	4,14	19,41	29,55
255,5	2,94	2,00	2,64	1,59	8,90	5,23	9,45	7,30	11,65	17,73
254,5	6,78	4,60	8,29	5,02	11,77	6,92	22,79	17,62	28,84	43,89
253,5	7,94	5,40	9,92	6,00	10,68	6,28	14,40	11,13	33,48	50,96
252,5	13,54	9,20	13,39	8,10	26,22	15,42	41,10	31,76	44,03	67,02
251,5	13,76	9,35	31,23	18,89	27,35	16,08	85,76	66,28	150,93	229,74
250,5	—	—	—	—	—	—	118,27	91,40	206,08	313,67
249,5	—	—	—	—	—	—	—	—	154,54	235,22
248,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
247,5	—	—	—	—	—	—	—	—	240,63	463,46
246,5	—	—	—	—	—	—	—	—	411,75	793,04

Примечание. Звездочкой отмечены случаи, когда расхождения между I превышают общую ошибку ΔI .

Значения $I(T)$ и $\Delta I(T)$ для $N(T_i)$ и $N(T_{i+1})$, взятых из соответствующих нормальных распределений

Т К	$\bar{R}_T \cdot 10^2$ см									
	$8,28 \pm 1,05$		$7,07 \pm 0,72$		$6,03 \pm 0,58$		$4,94 \pm 0,78$		$3,84 \pm 0,65$	
	I	ΔI	I	ΔI	I	ΔI	I	ΔI	I	ΔI
261,5	0,07	0,05	—	—	—	—	0,25	0,19	—	—
260,5	0,19	0,13	0,13	0,08	—	—	0,65	0,51	0,49	—
259,5	0,44	0,30	0,36	0,22	0,62	0,36	1,50	1,16	1,10	0,74
258,5	0,90	0,61	0,91	0,55	1,41	0,83	3,07	2,37	2,97	1,67
257,5	1,71	1,16	1,90	1,15	2,88	1,70	5,56	4,29	6,50	4,52
256,5	2,75	1,87	3,57	2,16	5,32	3,13	9,20	7,11	12,53	9,89
255,5	4,18	2,84	5,89	3,56	8,68	5,11	13,78	10,72	21,54	19,08
254,5	5,91	4,01	9,91	5,39	13,07	7,69	19,56	15,11	33,62	32,78
253,5	7,96	5,41	12,55	7,59	18,59	10,93	26,03	20,12	48,63	51,17
252,5	10,67	7,25	17,32	10,48	26,00	15,29	33,59	25,96	66,39	74,63
251,5	15,58	10,58	25,12	15,20	38,97	22,97	41,47	32,05	87,42	101,06
250,5	—	—	—	—	—	—	50,66	39,15	114,87	133,07
249,5	—	—	—	—	—	—	62,37	48,20	165,42	174,84
248,5	—	—	—	—	—	—	84,70	65,46	—	251,79
247,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
246,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
									505,09	813,64
									607,82	972,82
									798,55	1170,68
										1538,02

Рассчитанные дифференциальные функции распределения температурной зависимости частоты замерзания капель $D(T)$ (или температурные функции распределения замерзших капель) достаточно точно аппроксимируются кривыми, соответствующими нормальному распределению для опытных значений $\bar{T}$ и δT (табл. 1).

В качестве иллюстрации на рис. 1 приведены экспериментальная гистограмма и сглаженная по нормальному закону дифференциальная температурная функция распределения. Из рис. 1 видна высокая степень соответствия между ними.

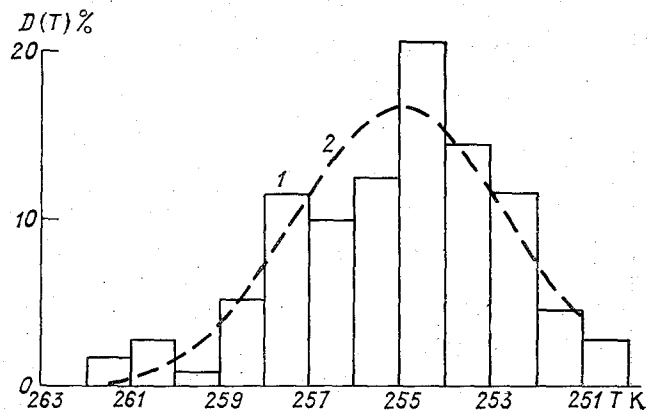


Рис. 1. Дифференциальная функция распределения температур замерзания капель.

1 — экспериментально полученная гистограмма температур замерзания капель, 2 — функция, сглаженная по нормальному распределению.

Для $I(T)$ были вычислены погрешности $\Delta I(T)$, связанные с ошибкой в измерении размеров капель и скорости их охлаждения:

$$\Delta I(T) = \frac{1}{\Delta T} \ln \frac{N(T_i)}{N(T_{i+1})} \left[\frac{3 \Delta \gamma}{4 \pi \bar{R}^3} + \frac{3}{4 \pi} \frac{\gamma \Delta R}{\bar{R}^4} \right], \quad (6)$$

где $\Delta \gamma = 3\delta\gamma$, а ΔR — отклонение от среднего радиуса $\bar{R}$, которое определяет границы каждого из шести диапазонов размера капель с учетом их испарения. Величины $I(T)$ и $\Delta I(T)$ рассматривались для каждой серии опытов, как для $N(T_i)$ и $N(T_{i+1})$, полученных экспериментально (табл. 2), так и для этих же величин после сглаживания по нормальному закону температурной функции распределения замерзших капель (табл. 3).

Проверка исходного предположения о гомогенном характере зародышеобразования в наших опытах сводится к установлению независимости полученных значений скорости нуклеации от раз

мера замерзших капель. Таблица 2 показывает, что почти все значения $I(T)$ для разных размеров капель отличаются друг от друга в пределах рассчитанной ошибки их измерения. Исключения составляют только $I(T)$ для $T=259,5$ К. В табл. 3 различие между $I(T)$ уже находится в пределах ошибок их измерений. Это объясняется тем, что при расчете $I(T)$ и $\Delta I(T)$ по экспериментальным значениям $N(T_i)$ и $N(T_{i+1})$ не принималась во внимание возможная неточность в их определении. Проведенное сглаживание по нормальному закону устранило эту неточность. Поэтому сглаживание следует рассматривать как некую коррекцию величин $N(T_i)$ и $N(T_{i+1})$.

Как видно из табл. 2 и 3, погрешности в определении $I(T)$ увеличиваются с уменьшением размеров капель, достигая 200 %. Однако это не дает права считать наши результаты слишком неточными. Так, например, в [8] погрешности в определении скорости нуклеации для мелких капель, помещенных в масло, достигают 400 %. По-видимому, в настоящее время отсутствуют более точные экспериментальные методики для определения $I(T)$ в широком диапазоне размеров капель.

Таким образом, оказалось, что рассчитанные значения $I(T)$ не зависят от объема переохлажденных капель во всех шести рассматриваемых диапазонах. Это является необходимым условием гомогенного характера процесса нуклеации.

Заметим, что в случае, когда различные активные примеси, с одной стороны, равномерно распределены по объему воды, а с другой стороны, они одинаково активны во всем интервале рассматриваемых отрицательных температур, величина $I(T)$ не должна зависеть от объема капли. Однако одновременное выполнение обоих этих требований в наших экспериментах представляется маловероятным. Это может быть лишь в специально приготовленных суспензиях или взвешях, либо в сильно загрязненной воде. Последнее было, например, в [7], в опытах с дождевой водой, которая начинала замерзать уже при температуре от -5 до -6 °С.

В связи с выбором сглаживающей кривой в форме нормального закона следует отметить, что теоретический вид дифференциальной функции распределения $D(T)$ не должен быть строго гауссовской кривой. Действительно, из (2) легко получить

$$D(T) = \frac{v}{\gamma} I(T) \exp \left\{ -\frac{v}{\gamma} \int_T^{273} I(T') dT' \right\}. \quad (7)$$

Для этого нужно перейти от временной зависимости к температурной, учитывая, что $t = \frac{273 - T}{\gamma}$, затем записать интегральную функцию распределения и найти от нее производную по T .

Поскольку $I(T)$ по физическому смыслу монотонно растет с понижением T , то рост $D(T)$ должен быть, вообще говоря, более плавным, чем спад после прохождения через максимум, что

и наблюдается в наших случаях (см. гистограмму на рис. 1). Однако, как показывает табл. 1, нормальное распределение является все же достаточно приемлемой аппроксимацией полученных результатов.

В порядке дополнительной проверки найденных значений (табл. 2 и 3) получим из (7) выражение для температуры T_m , при которой достигается максимум $D(T)$. Значения T_m должны совпадать со значениями $\bar{T}$ в табл. 1 для соответствующих диапазонов размеров.

Условие максимума температурной функции распределения замерзших капель из (7) выражается как

$$\frac{dD}{dT} = \frac{\bar{v}_i}{\gamma} + \frac{1}{T^2} \frac{dI}{dT}, \quad (8)$$

где $\bar{v}_i$ — средний объем капли в i -й серии размеров. Для проверки (8) необходимо иметь аналитическое выражение зависимости $I(T)$. Найдем его для серии опытов с наибольшим размером капель (абсолютная погрешность $\Delta I(T)$ для этой серии была наименьшая, как видно из табл. 2 и 3).

Принимая во внимание теоретическое выражение для $I(T)$ [1, 3—5], ищем скорость нуклеации в виде

$$I(T) = A \exp\left\{\frac{-B}{T(\Delta T)^2}\right\}, \quad (9)$$

где $\Delta T = 273 - T$, A и B — постоянные, не зависящие от T .

По значениям $I(T)$, приведенным в табл. 2, 3, методом наименьших квадратов [6] находим

$$\ln I(T) = 5,26483 - \frac{2,99138 \cdot 10^5}{T(\Delta T)^2}. \quad (10)$$

На рис. 2 приведены рассчитанные по (4) и (10) зависимости $I(T)$ для $\bar{R} = 0,0828$ см.

Подставляя $I(T)$ из (10) в (8), находим, что $T_m = 254,91$ К. Следовательно, T оказалось очень близким к значению $\bar{T} = 255,05$ К из табл. 1. Сравним полученное по данным наших экспериментов выражение (10) для $\ln I(T)$ с выражением для этой величины, найденным из обработки экспериментов многих авторов [4] для капель меньших размеров, замерзающих в интервале температур 233—243 К:

$$\ln I(T) = 68,306 - \frac{1,7641 \cdot 10^7}{T(\Delta T)^2}. \quad (11)$$

Из сопоставления (10) с (11) видно значительное расхождение в величинах коэффициентов A и B . Это свидетельствует о том (если, конечно, в обоих случаях нуклеация была гомогенной), что коэффициенты A и B могут считаться постоянными только в сравнительно узких температурных интервалах замерзания переохлажденных водяных капель. Поскольку в A и B входят пара-

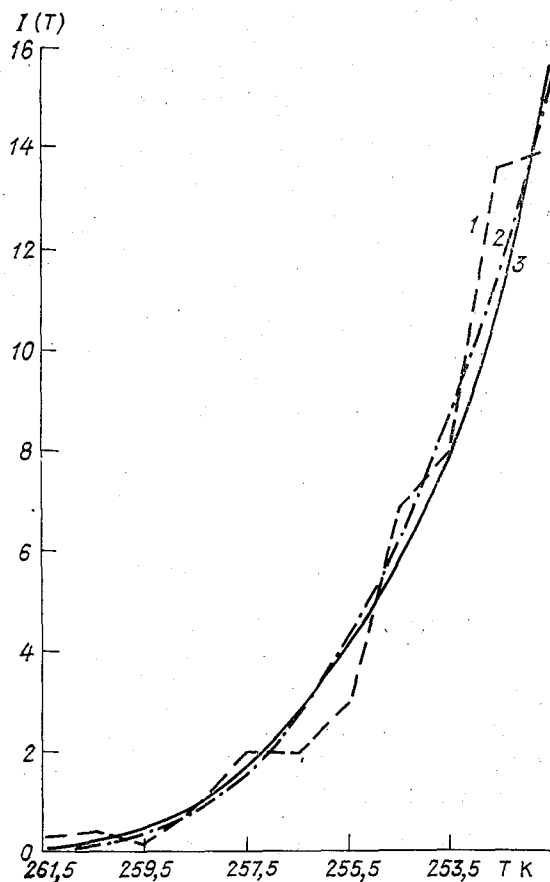


Рис. 2. Зависимость скорости нуклеации от температуры.

1 — экспериментальные данные, 2 — данные, сглаженные по нормальному закону, 3 — данные, полученные по уравнению (10).

метры термодинамической системы жидкая — кристаллическая фазы воды, то такие ее параметры, как поверхностное натяжение на границе вода — лед и энергия активации, должны заметно зависеть от температуры.

Обработка и анализ проведенных нами экспериментов по кристаллизации водяных капель в воздушной среде позволяют сделать следующие выводы:

1. Рассчитанные по данным наших экспериментов скорости нуклеации $I(T)$ для единицы объема воды (табл. 2 и 3) в пределах вычисленных погрешностей их определения оказались не зависящими от размеров переохлажденных капель, что находится

в соответствии с гомогенным характером зародышеобразования.

Для интервала температур 250—255 К полученные $I(T)$ совпадают с их значениями, которые найдены по экспериментам многих авторов и отнесены к гомогенному зародышеобразованию [3].

2. Анализ значений $I(T)$ и погрешности скорости нуклеации $\Delta I(T)$ показывает, что при проведении опытов с крупными каплями и уменьшении разброса их размеров погрешность $\Delta I(T)$ уменьшается.

Испарение капель малых размеров дает существенную ошибку при определении $I(T)$.

3. Из табл. 1 видно, что с уменьшением размеров капель средняя температура замерзания монотонно уменьшается. Это свидетельствует об отсутствии заметного влияния стеклянной нити подвеса на процесс кристаллизации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буторин Г. Т., Скрипов В. П. Кристаллизация переохлажденной воды. — Кристаллография, 1972, 17, вып. 2, с. 379—384.
2. Грачев В. А., Шлыков В. В. Установка для исследования влияния сверхнизкочастотного поля на кристаллизацию капель воды и водных растворов. — Труды ГГО, 1977, вып. 389, с. 68—73.
3. Качурин Л. Г. О вероятности образования ледяных зародышей в переохлажденной воде. — Метеорология и гидрология, 1976, № 8, с. 48—54.
4. Косяков В. И., Шестаков В. А. Расчет функции распределения для гомогенной нуклеации льда в переохлажденной воде. — Изв. СО АН СССР, сер. хим. наук, 1976, вып. 5, с. 8—14.
5. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. — Л.: Гидрометеониздат, 1961. — 542 с.
6. РТМ 44—62. Методика статистической обработки эмпирических данных. — М.: Изд-во стандартов, 1966. — 100 с.
7. Vali G. Quantitative evaluation of experimental results of the heterogeneous freezing nucleation of supercooled liquids. — J. Atmos. Sci., 1971, vol. 28, N 3, p. 402—409.
8. Wood G. R., Walton A. G. Homogeneous nucleation kinetics of ice from water. — J. Appl. Phys., 1970, vol. 41, N 7, p. 3027—3036.

В. В. Клинго, Г. Д. Кудашкин, Б. Ш. Файзуллин

РАСЧЕТ ЧИСЛА СТОЛКНОВЕНИЙ ЧАСТИЦ РЕАГЕНТА С ОБЛАЧНЫМИ КАПЛЯМИ ДЛЯ ОЦЕНКИ ДЕЙСТВИЯ МЕХАНИЗМА КОНТАКТНОЙ НУКЛЕАЦИИ

В настоящее время считается (см. например, [1, 2, 13]), что основными механизмами гетерогенной кристаллизации переохлажденных облаков льдообразующими реагентами могут являться: 1) сублимационный рост ледяных кристаллов на частицах реагента и 2) замерзание капель после захвата или контакта с ними частиц реагента (механизм контактной нуклеации). Эти механизмы могут действовать и в тесной взаимосвязи друг с другом [12]. До сих пор, однако, полностью не выяснено, какой из механизмов в тех или иных условиях активных воздействий на переохлажденные облака нужно считать более эффективным.

Очевидно, что ответ на вопрос о соотношении между пространственно-временными изменениями концентраций ледяных кристаллов и реагента в зависимости от условий активного воздействия может дать только достаточно полная модель осадкообразования при искусственном введении кристаллизующих частиц. Неотъемлемой частью модели осадкообразования с учетом микрофизических процессов должны быть и механизмы льдообразующего действия введенного реагента. Необходимое при этом включение в модель системы кинетических уравнений сильно усложняет решение такой задачи.

Поэтому представляется целесообразным как с точки зрения изучения эффективности действия самих механизмов гетерогенной кристаллизации, так и с целью использования этих результатов в моделях осадкообразования при воздействии на облака получить количественную оценку степени эффективности действия механизма контактной нуклеации в реальных облачных условиях. Эта оценка, представляющая собой верхнее значение отношения концентрации ледяных кристаллов к концентрации частиц реагента γ , может быть получена сравнительно простыми расчетами.

В данной статье будут рассчитаны значения γ в зависимости от расстояния до точечного и линейного источников для различных

условий турбулентного обмена, размера частиц реагента при задании спектра капель по размерам и их концентрации.

При расчетах авторы исходили из следующего. Кристаллизующий реагент с радиусом частиц в интервале 10^{-6} — 10^{-5} см, введенный в некоторую область облака, начинает распространяться в облачной среде под действием турбулентного перемешивания без учета гравитационного осаждения ввиду малости частиц реагента. Потерей реагента в процессе его диффузионного распространения, связанной с захватом частиц реагента облачными элементами, пренебрегаем.

Распространяясь в облачной среде, частицы реагента сталкиваются с облачными каплями. Сам факт столкновения частицы реагента с переохлажденной каплей есть лишь необходимое условие для ее замерзания, но, конечно, не достаточное, поскольку льдообразующие свойства попавших на облачную каплю частиц реагента проявляются лишь при определенных условиях. Правда, все дальнейшее рассмотрение относится к переохлажденной части облака с температурой ниже пороговой температуры действия реагента. Для таких условий в [12, 13] полагается, что каждое попадание частицы льдообразующего реагента приводит к замерзанию капли. Наши расчеты произведены также в этом предположении. Однако мы всегда имеем в виду, что число столкновений частиц реагента с каплями нужно рассматривать как верхнее значение числа актов, приводящих к замерзанию капель. Именно в этом смысле найденное ниже число столкновений частиц реагента с облачными каплями может служить оценкой для эффективности действия механизма контактной нуклеации.

Расчет величины γ . Прежде всего дадим точное определение величины $\gamma(r, T)$, количественное значение которой и будет характеризовать интенсивность проявления механизма контактной нуклеации в условиях активных воздействий на облака. Величина $\gamma(r, T)$ есть отношение числа столкновений частиц реагента с облачными каплями за время T (отсчитываемое от момента времени введения реагента в облако) на расстоянии r от области введения реагента к концентрации реагента на том же расстоянии в момент времени T .

Пространственно-временное изменение концентрации реагента удобно взять по формуле Сеттона. В случае точечного источника, т. е. введения реагента в некоторой локальной области, счетная концентрация его на расстоянии r в момент времени t имеет вид

$$q(r, t) = \frac{Q e^{-\frac{r^2}{C^2(\bar{u}t)^{2-n}}}}{\pi^{3/2} C^3(\bar{u}t)^{3/2(2-n)}}, \quad (1)$$

где $\bar{u}$ — средняя скорость ветра, которая во всех расчетах полагается равной 10 м/с, Q — количество введенного реагента, n и C — параметры, определяющие интенсивность турбулентного перемешивания.

Выражения для распределения концентрации реагента для линейного источника (реально это относится к введению реагента с помощью пиропатронов) в наиболее характерных направлениях его распространения приводятся в [5]. Так, в направлениях, лежащих в плоскости, перпендикулярной источнику и проходящей через его середину

$$q_1(r, t) = \frac{2Q_1 e^{-\frac{r^2}{C^2(\bar{u}t)^{2-n}}}}{\pi C^2(\bar{u}t)^{2-n}} \Phi\left(\frac{z_0}{\sqrt{2} C(\bar{u}t)^{1-n/2}}\right), \quad (2)$$

где z_0 — длина линейного источника, Q_1 — количество реагента на единицу длины источника,

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{\xi^2}{2}} d\xi$$

— нормальный интеграл вероятностей.

Чтобы найти число столкновений частиц реагента с облачными каплями, обратимся к известным механизмам столкновений, действующим в облачной среде. Эти механизмы описаны, например, в [7, 10]. Из всех механизмов столкновений для рассматриваемых размеров частиц реагента и облачных капель будем учитывать только два: броуновскую диффузию и турбулентную диффузию. Механизм гравитационной коагуляции и влияние турбулентности через механизм ускорений исключаются из-за близости к нулю коэффициента захвата. Более тонкие эффекты по сравнению с броуновской диффузией [12]: диффузиофорез, термофорез, стефановское течение, во внимание не принимаем. Условия, при которых эти эффекты существенны, в настоящее время нельзя считать выясненными [2], их включение сильно усложнило бы расчеты. Но самое главное состоит в том, что усложнение просто не оправдано на фоне далеко не точных значений параметров, описывающих диффузию в облачной среде.

Число столкновений частиц реагента с каплями, обусловленное броуновской диффузией, в 1 см^3 облачной среды за время τ выражается, по Смолуховскому [9], следующей формулой:

$$N_{\text{бр}} = 4\pi(R + \rho)Dn_R n_\rho \left(\tau + \frac{2(R + \rho)\sqrt{\tau}}{\sqrt{\pi}D} \right), \quad (3)$$

где R — радиус капель, n_ρ и n_R — соответственно концентрации частиц и капель с радиусами ρ и R , D — суммарный коэффициент диффузии частиц и водяных капель.

Поскольку $R \gg \rho$, то D практически равно коэффициенту диффузии частиц реагента

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

где η — вязкость воздуха, взятая равной $1,71 \cdot 10^{-5} \text{ Па} \cdot \text{с}$, k — постоянная Больцмана.

Число столкновений, связанных с турбулентной диффузией, имеет вид

$$N_{\text{тур}} = \alpha E \left(\frac{\varepsilon}{\nu} \right)^{1/2} R^3 n_R n_p \tau, \quad (4)$$

где ε — диссипация турбулентной энергии на единицу массы среды в единицу времени, параметр α в [4] принимается равным 1,3, что соответствует его верхнему пределу [8].

В правую часть (4) должен входить коэффициент захвата E , на что указывается в [4, 7]. Турбулентные пульсации по отношению к сталкивающимся частицам выступают как направленные движения, ибо масштаб даже самых малых турбулентных пульсаций $\Lambda \sim \left(\frac{\nu^3}{\varepsilon} \right)^{1/4}$ значительно больше размеров сталкивающихся частиц реагента и облачных капель. Правда, хаотичность этих пульсаций может обеспечить захват частиц при таких их размерах, для которых относительное движение в ламинарном потоке не приводит к столкновению. Эффект турбулентной диффузии, если $\Lambda \gg R$, нужно мыслить следующим образом. Когда частица и капля находятся на расстоянии, значительно большем Λ , то их сближение до расстояний порядка Λ обусловлено преимущественно турбулентной диффузией, а на более близких расстояниях турбулентность играет лишь ограниченную роль, что и выражается некоторым значением коэффициента захвата.

Закон распределения капель по размерам берем в виде

$$f(R) = \frac{4R^2}{R_m} \exp\left(-\frac{2R}{R_m}\right). \quad (5)$$

Значение модального радиуса R_m по [6] полагаем равным 8 мкм. Тогда $\bar{R} = 12$ мкм, $\bar{R}^2 = 192$ мкм², $\bar{R}^3 = 3840$ мкм³, $\bar{R}^4 = 92\,160$ мкм⁴.

Используя (1), (3) и (4), находим общий вид $\gamma_T(r, T)$ для точечного источника. С этой целью складываем $N_{\text{бр}} + N_{\text{тур}}$, подставляем вместо $n_p(r, t)$ его значение $q(r, t)$ из (1) и интегрируем по τ от нуля до T . Вместо R и R^3 подставляем их средние значения. Вторым членом в правой части (3) пренебрегаем, поскольку он значительно меньше остальных слагаемых для интересующих нас значений величин. В результате получаем

$$\gamma_T(r, T) = \frac{n_R \left[4\pi D\bar{R} + 1,3E \left(\frac{\varepsilon}{\nu} \right)^{1/2} \bar{R}^3 \right] I}{q(r, T)}, \quad (6)$$

$$I = \int_0^T q(r, \tau) d\tau = \frac{Q}{\pi^{3/2} C^3} \int_0^T \frac{e^{-\frac{r^2}{C^2 u^2 - n \tau^2 - n}}}{u^{\frac{3}{2}(2-n)} \tau^{\frac{3}{2}(2-n)}} d\tau.$$

Совершенно аналогично, но с выражением для концентрации

частиц реагента из (2) вместо (1) получим $\gamma_n(r, T)$ и для линейного источника

$$\gamma_n(r, T) = \frac{n_R \left[4\pi D\bar{R} + 1,3E \left(\frac{\varepsilon}{v} \right)^{1/2} \bar{R}^3 \right] I_1}{q_1(r, T)}, \quad (7)$$

$$I_1 = \int_0^T q_1(r, \tau) d\tau = \frac{Q_1}{\pi C^2} \int_0^T \frac{e^{-\frac{r^2}{C^2 u^2 - n \tau^2 - n}}}{u^2 - n \tau^2 - n} d\tau.$$

При преобразовании к (7) было принято во внимание, что $\gamma(x) \approx \frac{1}{2}$, если $x > 1,5$. Это накладывает ограничения на возможные значения времени T , а именно

$$T^{1-n/2} < \frac{\sqrt{2} z_0}{3Cu^{1-n/2}}. \quad (8)$$

Подчеркнем, что само по себе отношение $\gamma(r, T)$, записанное в форме (6) и (7), даже до задания конкретных значений параметров процесса уже означает завышение отношения концентрации кристаллов, образовавшихся по механизму контактной нуклеации, к концентрации частиц реагента на расстоянии r в любой момент времени T . Действительно, интегрирование от 0 до T означает учет всех соударений за период времени T . Фактически же к моменту T часть кристаллов, образовавшихся ранее момента времени T , уже покинет эту область. Кроме того, выражения для числа соударений в виде (3) и (4) предполагают упругий характер соударений. На самом же деле попадание частицы реагента на облачную каплю, как правило, должно приводить к ее захвату. Следовательно, со всех точек зрения (3) и (4) дают заведомо завышенные числа столкновений.

Расчеты γ произведены по формулам (6) и (7) на ЭВМ для различных значений интенсивности турбулентного перемешивания в облаках, размеров частиц льдообразующего реагента и коэффициента E .

Приведем значения варьируемых параметров:

1) $n=0,20$; $C=0,14, 0,28, 0,42, 0,56$; $\varepsilon=500, 1000, 4000$; $T=5, 10, 15$ мин.

2) $n=0,25$; $C=0,06, 0,12$; $\varepsilon=60, 100, 1000$; $T=10, 20, 30, 40$ мин.

3) $n=0,33$; $C=0,03, 0,06$; $\varepsilon=5, 20, 40$; $T=30, 60, 90, 120, 150$ мин.

В свою очередь для каждой ситуации рассмотрены четыре градации размеров частиц реагента: $\rho=10^{-6}, 10^{-5}, 5 \cdot 10^{-6}, 5 \cdot 10^{-5}$ см, а также значения коэффициента $E=1, 0,5, 0,5$.

Первая ситуация относится к конвективным облакам, а остальные две к облакам слоистых форм.

Величины скорости диссипации турбулентной энергии приводятся в [4, 14].

Выбор T для конвективных облаков определялся временем начала выпадений осадков после воздействия на них, равною приблизительно 10 мин.

Наиболее вероятными значениями параметров применительно к размерам частиц льдообразующего реагента считались $\rho = 5 \cdot 10^{-6}$ см, промежуточное значение ε и $E = 0,1$.

Ряд авторов считает, что основным механизмом, приводящим к захвату частиц реагента облачными каплями, является броу

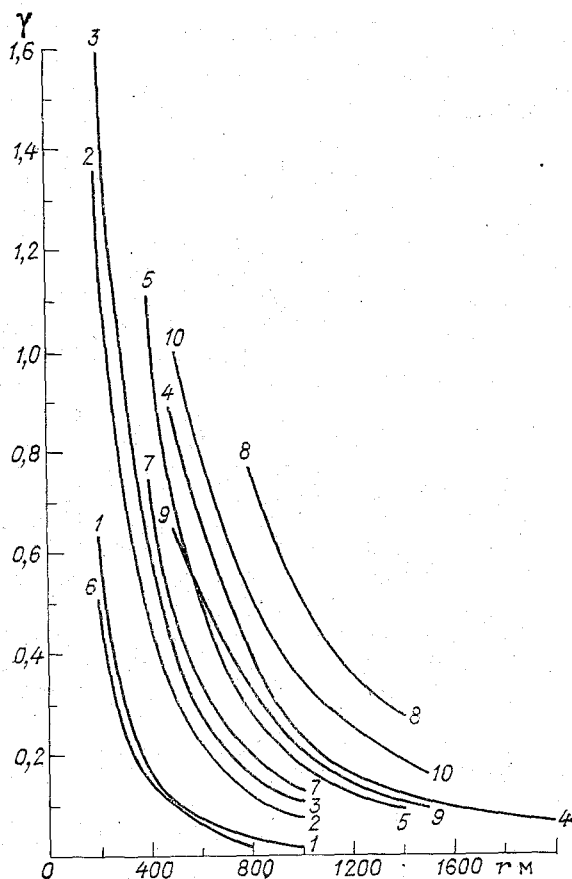


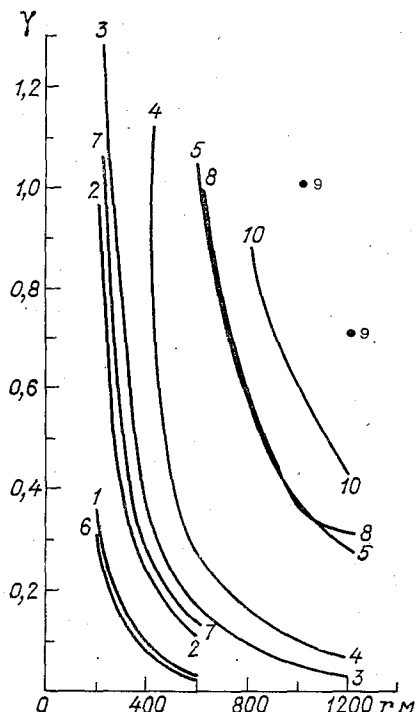
Рис. 1. Зависимость γ от расстояния до источника r при неустойчивой стратификации ($n=0,20$) для различных параметров столкновений частиц реагента с облачными каплями при $\varepsilon=1000$ и $\rho=5 \cdot 10^{-6}$.

1-5-точечный источник, 6-10-линейный источник.

Кривые	1,6	2	3	4,9	5	7	8	10
T	5	5	5	5	10	5	15	5
E	0,1	0,5	0,1	0,1	0,1	0,5	0,1	0,1
C	0,14	0,14	0,28	0,42	0,28	0,14	0,14	0,56

овская диффузия (например, [12, 13]), а турбулентная диффузия не учитывается вообще.

Относительно значений счетной концентрации облачных капель известно [3], что для кучевых облаков они в нижней части облака возрастают с высотой, а затем уменьшаются с высотой в переохлажденной части облака достигают 40 см^{-3} . В расче-



с. 2. Зависимость γ от расстояния до источника r при безразличной стратификации ($n=0,25$) для $\rho=5 \cdot 10^{-6}$ ($\rho=10^{-6}$ для кривой 8).

1-5—точечный источник, 6-10—линейный источник.

Кривые	1,6	2	3	4	5	7	8	9	10
T	10	10	10	20	20	10	20	30	40
ϵ	100	60	100	100	100	60	60	100	100
E	0,1	1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
C	0,06	0,06	0,12	0,06	0,12	0,06	0,06	0,12	0,06

х всюду принято $n_R=60 \text{ см}^{-3}$, что соответствует при выбранном выше $\bar{R}^3$ влажности около 1 г/м^3 .

Результаты расчетов значений γ иллюстрируются на рис. 1, 2, соответственно для $n=0,20, 0,25, 0,33$ (на осях ординат отложены значения $\gamma \cdot 10^3$). Проведенные расчеты позволяют сделать следующие основные выводы.

1. γ монотонно уменьшается с расстоянием как для точечного так и для линейного источника. Это уменьшение тем сильнее, чем интенсивнее турбулентное перемешивание и больше интервал времени T .

2. Для обоих типов источников изменение γ в зависимости расстояния от источника почти не отличаются, за исключением

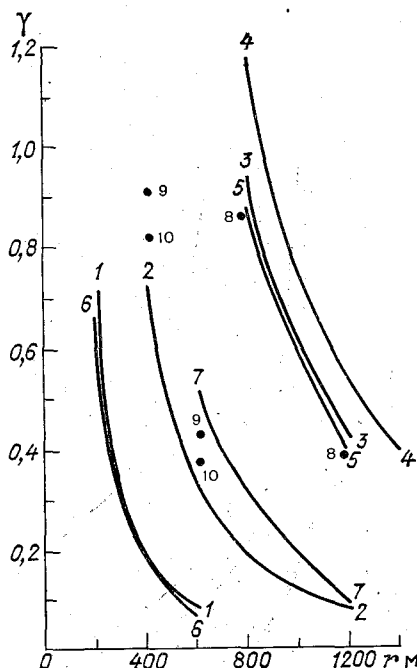


Рис. 3. Зависимость γ от расстояния до источника r при умеренной инверсии ($n=0,33$) для $\varepsilon=20$.

1-5-точечный источник, 6-10-линейный источник.

Кривые	1,6	2	3	4	5	7	8	9	10
T	30	30	30	60	90	60	90	30	30
E	0,1	0,1	0,5	0,5	0,5	0,1	0,5	0,5	0,5
ρ	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	10^{-6}	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}
C	0,03	0,06	0,06	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03

самых близких расстояний, начиная с которых γ становится меньше 10^{-3} .

3. При $n=0,20$ даже для оптимального с точки зрения наибольшего числа столкновений случая ($\rho=10^{-6}$, $\varepsilon=40$, $E=1$), начиная с некоторых расстояний, γ становится меньше 10^{-3} . Так, для $T=5$ мин при $C=0,14$ это расстояние менее 600 м, а при $C=0,28$ оно уже более 1000 м.

Для случая наименее благоприятного ($\rho=5 \cdot 10^{-5}$, $\varepsilon=500$, $E=0,1$) при интервале времени $T=10$ мин и $C=0,28$ значение γ больше 10^{-3} только до 600 м.

4. Для ситуации с наиболее слабым турбулентным перемешиванием, $n=0,33$ при $T=30$ мин, $C=0,06$, $\rho=10^{-6}$, $\varepsilon=40$, $E=1$ протяженность зоны с $\gamma \geq 10^{-3}$ составляет немногим более 400 м от источника. А при $T=150$ мин, $C=0,03$, но $\rho=5 \cdot 10^{-5}$, $\varepsilon=5$, $E=0,1$ эта область менее 600 м.

5. Рассчитанные значения γ как верхняя оценка отношений концентрации ледяных частиц при действии только механизма контактной нуклеации к концентрации частиц самого реагента свидетельствуют о том, что лишь на сравнительно малых расстояниях от источника введения льдообразующего реагента это отношение не менее 10^{-3} .

Таким образом, в реальных условиях активных воздействий на переохлажденные облака механизм контактной нуклеации может обеспечить концентрацию ледяных частиц, существенно меньшую, чем концентрация льдообразующего реагента.

6. Отношение вклада броуновской (3) и турбулентной (4) диффузии в число столкновений частиц реагента с облачными каплями $N_{бр}/N_{тур}$ для указанного ранее интервала величин ε , E и ρ изменяется в широких пределах.

Для среднего размера частиц реагента $\rho=5 \cdot 10^{-6}$ и $E=0,1$ это отношение равно: 0,8 ($\varepsilon=1000$), 2,6 ($\varepsilon=100$) и 5,8 ($\varepsilon=20$).

Следовательно, при $E=0,1$ только для размера частиц $\rho \leq 10^{-6}$ можно пренебречь влиянием турбулентной диффузии по сравнению с броуновской.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баханова Р. А. О механизме образования ледяных кристаллов на кристаллизующих реагентах. — Обнинск: Изд. ВНИИГМИ — МЦД, 1978. 29 с.
2. Волощук В. М., Седунов Ю. С. Процессы коагуляции в дисперсных системах. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 320 с.
3. Зайцев В. А. Водность и распределение капель в кучевых облаках. — Труды ГГО, 1950, вып. 19(81), с. 122—132.
4. Ивановский А. И., Мазин И. П. Турбулентная коагуляция и ее роль в процессе укрупнения облачных капель. — Труды ЦАО, 1960, вып. 35, с. 21—35.
5. Клинг В. В., Кудашкин Г. Д. К определению закономерностей распространения частиц льдообразующего реагента в облаках на основе диффузионной модели Сеттона. — Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 41—50.
6. Никандрова Г. Т. Изменение с высотой микроструктуры облаков разного типа. — Труды ГГО, 1962, вып. 126, с. 70—78.
7. Седунов Ю. С. Кинетика формирования облачного спектра. Автореф. дисс. на соискание учен. степени д-ра физ.-мат. наук. Обнинск, 1967.
8. Смирнов В. И. О величине константы турбулентной коагуляции. — Труды ЦАО, 1966, вып. 71, с. 16—33.
9. Чандрасекар С. Стохастические проблемы в физике и астрономии. М.: Изд-во иностр. лит., 1947. — 168 с.
10. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. — Л.: 1964. — 401 с.

11. East T. W., Marshall J. S. Turbulence in clouds as a factor in precipitation.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1954, v. 80, N 346, p. 638—640.
12. Rosinski J., Kerrigan T. C. Mechanism of ice formation in seeded convective storms.—*J. Appl. Mat. and Phys.*, 1972, vol. 23, p. 277—300.
13. Rosinski J., Kerrigan T. C. Formation of ice phase by contact, freezing, sorption and condensation—freezing in natural and seeded storms.—*J. Rech. Atmos.*, 1977, vol. 11, N 2, p. 77—97.
14. Safman P. G., Turner I. H. On the collision of drops in turbulent clouds.—*J. Fluid. Mech.*, 1956, vol. 1, N 1, p. 16—30.

*В. Я. Никандров, П. Ф. Свистов,
Н. Н. Бурчуладзе, Ю. И. Туркин*

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ЗАРЯЖЕНИЕ КАПЕЛЬ ПРИ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДАХ

Среди химических компонентов, входящих в состав градин и снежинок, можно выделить две группы: 1) структурообразующие — молекулы воды, продукты ее диссоциации (H^+ и OH^-) и, возможно, HCO_3^- в равновесии с CO_2 воздуха и 2) элементы-примеси — SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Ca^+ , Mg^{+2} , Fe^{+3} , Al^+ , Pb , Hg и т. д. Последние из них являются хорошими комплексообразователями. На разных стадиях градообразования ионы, входящие во вторую группу, могут быть структурообразующими — солевые ядра конденсации и кристаллизации, содержащие ионы хлора, натрия, калия и т. д.

Компонент, входящий в первую группу, либо сам строит решетку атмосферного льда, либо совместно с другими элементами. В этом случае другие элементы могут существенно исказить структуру решетки [1, 6].

Обычно считается, что градина и снежинка имеют сравнительно постоянный состав структурообразующих компонентов. Соизмеримость ионных радиусов, близость термодинамических свойств и значений гидратации ионов позволяют считать эти смешанные фазы регулярными растворами.

Строго говоря, структурообразующий элемент должен обналичивать некоторую дисперсию в содержаниях, лежащую в пределах стехиометрических соотношений, но оценить ее в настоящее время невозможно, так как дисперсия ошибок существующих методов химического анализа в несколько раз больше.

Элементы второй группы рассматриваются как не принимающие участие в формировании решетки льда и присутствуют в нем качестве примеси. Распределения каждого из них будут дополнять друг друга до нормального (с данными параметрами). При этом может иметь место такое состояние, когда один из элементов, находящийся в больших концентрациях, будет обнаруживать либо отрицательный сдвиг, а другой элемент, содержащийся в подчиненных концентрациях, — положительный [2].

Предположение о незначительных колебаниях дисперсии относится к чистым пробам. В загрязненных пробах дисперсия в значениях концентраций элементов будет гораздо большей и значимой.

Ниже приводятся результаты проверки гипотезы о согласованности распределений общей минерализации и ионов калия в снежинках, собранных в Воейково, с нормальным или логнормальным законом распределения при помощи критерия χ^2 [табл. 1, 2].

Таблица 1

Результаты проверки гипотезы логнормального распределения содержаний калия в снежинках для $n=40$, $\chi^2=0,62$, $\chi_{5\%}^2=7,8$ при трех степенях свободы (x_i — границы интервалов концентрации, n_i — частоты, N_i — теоретические частоты)

Величина	x_i мг/л					
	2,24—2,82	2,82—3,16	3,16—3,55	3,55—3,98	3,98—4,47	4,47—5,01
$\lg x_i$	0,35—0,45	0,45—0,50	0,50—0,55	0,55—0,60	0,60—0,65	0,65—0,70
n_i	3	5	11	10	7	4
N_i	3,41	6,52	10,07	10,07	6,52	3,41
$\frac{(n_i-N_i)^2}{N_i}$	0,05	0,36	0,08	0,00	0,04	0,10

Таблица 2

Результаты проверки гипотезы нормального распределения общей минерализации в снежинках для $n=60$, $\chi^2=6,06$, $\chi_{5\%}^2=9,5$ при четырех степенях свободы (x_i — границы интервалов минерализации, n_i — частоты, N_i — теоретические частоты)

Величина	x_i мг/л						
	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—13
n_i	3	5	7	10	18	12	5
N_i	1,80	4,53	9,62	15,04	13,06	9,62	6,33
$\frac{(n_i-N_i)^2}{N_i}$	0,80	0,05	0,71	1,67	1,92	0,60	0,31

Результаты проверки свидетельствуют о хорошей согласованности распределения ионов калия с логнормальным законом, тогда как для распределения общей минерализации результаты отрицательны.

Однако при любом типе распределения химических элементов вероятность локализации зарядов в замерзающей капле, обусловленная наличием главных ионов, незначительна. Наши опыты показали, что отношения содержаний главных ионов в свежееобразующей капле к их содержанию в окружающей среде незначительны.

зовавшемся льду и воде почти одинаковы. Исключение составляют калий и кальций, относительные концентрации которых в твердой фазе выше, чем для остальных. Это дает основание считать, что ионы калия и кальция сорбируются зародившимися кристаллами льда.

Распределение элементов-примесей в градинах и снежинках отличается от распределения главных ионов прежде всего большими дисперсиями. Отметим, что при изучении характера распределения необходимо учитывать форму нахождения элемента-примеси, так как не безразлично, обязано ли его присутствие и распределение в твердой фазе процессам поверхностной адсорбции, окклюзии, изоформизму или процессу комплексообразования [4].

Существует два предельных закона распределения примесей в кристалле.

1. Закон Хлопина [3] представляет собой приложение к данному явлению закона Бергто — Нернста о распределении вещества между двумя несмешивающимися жидкостями и отражает такое распределение микрокомпонента между кристаллами и растворами, при котором отношение концентраций микрокомпонента в кристаллах и в растворе во все время кристаллизации остается постоянным. Закон Хлопина записывается в виде уравнения $[(xS_1)/m] = K[(1-x)S_0/q]$, где x — количество примеси в кристалле, m — количество твердой фазы, $(1-x)$ — количество примеси в растворе, q — количество жидкой фазы, K — константа распределения, S_1 , S_0 — удельные веса соответственно твердой и жидкой фаз.

Закон характеризует распределение примеси в таких случаях, когда между выделившимися кристаллами и раствором устанавливается истинное равновесие, что приводит к равномерному распределению примеси по всему объему кристалла.

2. Логарифмический закон распределения примеси в кристаллах, выведенный Дернером и Хоскинсом [3, 4], характеризует распределение микроэлемента при отсутствии истинного равновесия между выделившимися кристаллами и раствором. В этом случае распределение элементов-примесей в кристаллах неравномерно, содержание примеси нарастает или убывает от центра к периферии. Аналитический закон Дернера — Хоскинса выражается следующим логарифмическим уравнением: $\lg(x/a) = \lambda \lg(y/b)$, где x — концентрация примеси в растворе после кристаллизации, a — концентрация примеси до кристаллизации, y — концентрация макрокомпонента в растворе после кристаллизации, b — то же до кристаллизации, λ — константа распределения.

Логарифмический закон распределения соблюдается, когда кристаллы медленно растут из раствора с постоянной степенью пересыщения или дефицитом концентрации.

Существующие в настоящее время представления о процессах кристаллизации [3, 4, 5] основываются на закономерностях и предположениях о равновесности природных процессов и систем. Однако процессы градо- и льдообразования, как и всякие

естественные процессы, не только не удовлетворяют требованиям строгой термодинамической равновесности, но и нередко идут с резко выраженной необратимостью.

Истинное равновесие между кристаллами и раствором в течение периода его кристаллизации может устанавливаться только для тех элементов, концентрация или химический потенциал которых остается все время примерно постоянным, или в тех случаях, когда период роста отдельных кристаллов сравнительно короток. При этом концентрация элемента-примеси в жидкой фазе должна изменяться незначительно в течение роста кристалла. Будет достигаться гомогенное распределение микропримеси в кристаллах, отвечающее закону Хлопина и соответствующее статистической функции Гаусса. В этом случае заряд замерзающей капли или влажной солевой частицы должен испытывать в среднем только слабое смещение.

Примером могут служить экспериментальные данные (табл. 3) по замораживанию капель эталонных растворов хлористого калия. Диапазон концентраций их охватывает все возможные в природных условиях значения этой величины. Размеры исследуемых капель составляли 1 и 2 мм, а концентрации — 10^{-1} — $10^{-6}N$.

При очень малом содержании хлористого калия, близком к его содержанию в дистиллированной воде ($10^{-6}N$), влияние сорбционных явлений на заряд замерзающей капли незначительно.

Для среднего интервала концентраций имеет место более медленная кристаллизация из раствора при постоянной степени нехватки или избытка элемента-примеси, и тогда распределение их становится логнормальным, следуя закону Дернера — Хоскинса. Однако в природных системах как чисто гомогенное (нормальное), так и чисто логарифмическое распределения наблюдаются не так часто. В любой системе, где кристаллы растут из жидкой фазы, распределение микропримеси должно находиться между этими граничными случаями.

По-видимому, существует некоторая тенденция к установлению равновесия между внутренней частью кристалла и раствором, так что не будет наблюдаться прямого соответствия логнормальному закону. В то же время при кристаллизации редко возникают условия для установления истинного равновесия, так что не будет подтверждаться и закон гомогенности Хлопина.

Следовательно, возможны три ситуации: 1) химический потенциал выравнивается при образовании кристаллов во всех частях раствора и кристаллов, поэтому распределение зарядов должно следовать закону Хлопина; 2) химический потенциал выравнивается во всех частях раствора и не выравнивается в кристаллах, что соответствует распределению микрокомпонента по логарифмическому закону Дернера — Хоскинса; 3) химический потенциал и заряд не успевают выравниваться не только в кристаллах, но и в растворе, т. е. существует градиент концентрации в растворе. Модель стохастического распределения для этого случая не установлена, распределение носит часто экспоненциаль-

Таблица 3
Заряды q_+ и q_- (10^{-15} Кл), возникающие при замерзании капель раствора KCl различной концентрации относительно N (t — температура замерзания ($^{\circ}\text{C}$), n — номер опыта)

n	$10^{-5} N$			n	$10^{-4} N$			n	$10^{-3} N$			$10^{-2} N$		
	t	q_+	q_-		t	q_+	q_-		t	q_+	q_-	t	q_+	q_-
1	-19,0	0	6	11	-18,5	6	0	21	-15,5	4	0	-10,0	2	0
2	-18,0	0	10	12	-15,0	2	0	22	-14,5	8	0	-9,5	2	2
3	-18,0	0	2	13	-14,5	4	0	23	-15,0	7	2	-9,5	4	0
4	-18,0	4	4	14	-16,0	2	0	24	-14,0	4	0	-13,0	3	0
5	-16,0	4	5	15	-15,5	3	0	25	-13,5	4	1	-12,0	4	0
6	-19,0	5	12	16	-17,0	2	0	26	-17,0	4	0	-9,0	6	0
7	-18,0	2	3	17	-15,5	2	3	27	-13,0	6	0	-10,0	2	0
8	-18,5	3	0	18	-16,5	6	1	28	-16,0	4	0	-12,5	3	1
9	-17,0	4	0	19	-16,0	4	0	29	-17,0	4	2	-13,0	4	2
10	-16,0	6	3	20	-16,0	2	7	30	-17,0	4	0	-10,5	2	0
Среднее	-17,8	3	4		-16,0	3	2		-15,2	5	1	-10,9	3	1

ный характер, кривые плотностей вероятности обладают резкой положительной асимметрией, логарифмическое преобразование не приводит функцию распределения к нормальной.

В качестве примера можно привести распределение концентрации калия и заряда в замерзающей капле естественных проб атмосферных осадков (см. табл. 3).

Распределение содержания калия в снежинках близко к логнормальному (см. табл. 1). Распределение же ионов калия и зарядов капель атмосферных осадков асимметричное и не соответствует логнормальному распределению.

Таким образом, можно сказать, что характер статистического распределения концентраций химических элементов в градинах, снежинках и замерзающих каплях в зависимости от природных явлений может быть различным. Наблюдаются кривые распределения как симметричные, близкие к нормальному закону, так и с положительной асимметрией, соответствующие логнормальному распределению и не соответствующие ему.

В заключение следует отметить, что поскольку характер статистического распределения элементов примесей в твердых осадках отражает в известной мере условия их формирования, постольку, опираясь на известные законы распределения, можно решать и обратную задачу — восстанавливать в основных чертах природу образования тех или иных частиц твердой фазы воды в атмосфере, а в дальнейшем и предусматривать возможные способы воздействия на процессы фазовых переходов атмосферной влаги.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каренман П. М. Аналитическая химия малых концентраций. — М.: Химия 1967. — 166 с.
2. Смирнов С. И. Вероятностно-статистические закономерности распределения химических элементов в природных водах. — В кн.: Гидрогеохимические материалы. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—56.
3. Хлопин В. Г. Избранные труды, т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1957. — 88 с.
4. De Boer J. H. The dynamical character of adsorption. — Oxford, 1953, p. 275.
5. Iribarne J. V. The electrical double layer and electrification associated with water disruption processes. — J. Rech. Atmos., vol. 6, N 1—3, 1972 p. 265—281.
6. Znodel G. Hydration and Intermolecular interaction. — New York and London: Academic Press, 1969, p. 400.

Г. М. Башкирова, И. А. Молоткова

К ВОПРОСУ О РАЗРУШЕНИИ КАПЕЛЬ ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ

С начала 60-х годов стало появляться много исследований разрушения капель при замерзании, хотя и раньше в отдельных работах наблюдали взрывы и раскалывание капель, их деформацию с образованием выпуклостей и спикул (рогов). Интерес к изучению условий разрушения замерзающих капель объясняется следующим. Во-первых, измерения ледяных кристаллов в облаках типа *Cu* и *Sc* показали, что их концентрация при температуре выше -15°C на 3—4 порядка величины превышает концентрацию ледяных ядер, активных при той же температуре [12, 14]. Одним из процессов, приводящих к образованию вторичных ледяных ядер, может быть разрушение капель при замерзании. При этом под разрушением замерзающей капли понимается как ее раскалывание на две или более части, так и выбрасывание мелких ледяных осколков (сплинтеров) или микрокапель в процессе замерзания. Последний процесс может давать дополнительные ледяные ядра, если в каплях содержатся частицы льдообразующего вещества.

Во-вторых, при раскалывании замерзающих капель и выбрасывании сплинтеров наблюдается их заряджение [15], что может иметь значение для объяснения электризации облаков.

В данной работе дается краткий обзор результатов исследований разрушения капель при замерзании и приводятся результаты выполненных авторами лабораторных экспериментов по изучению разрушения капель воды с примесями, замерзающих в различных условиях.

1. Результаты исследований разрушения капель при замерзании

Разрушение капель воды. При исследовании замерзающих капель в лабораторных условиях чаще всего изучается замерзание отдельных крупных ($d \geq 1$ мм) капель воды, подвешенных на нитях или термopарах в холодильных камерах. Начиная с конца

Таблица 1

Разрушение капель ($d=1-3$ мм), замерзающих в статических условиях
(на термостате или нити)

T_3 °C		Тепловое состояние капли относительно среды	Газовая среда	Давление, Па	Доля расколовшихся капель, %	Доля капель, дающих ледяные осколки, %	Число ледяных осколков от капли	Источник
от	до							
-4	-40	Равновесное	Воздух	10^5	0-9	1-10	1-2	[10, 16, 5]
-4	-25	"	"	10^4	0-100	40	1-4	[10, 13]
0	-10	Неравновесное	Воздух	10^5	20			[6]
-10	-15	"	"	10^5	5-46			[13, 15, 6]
-25	-30	"	"	10^5	26-50			"
-1		"	"	10^5		27-47	22-54	[15]
-5		"	"	10^5		11-22	8-27	"
-15		"	"	10^5		1-20	3-6	[15, 13]
-9	-13	Равновесное	Водород	10^5	20-50	62	5-20	[13, 15, 10]
-10	-12	"	Гелий	10^5	20-30	30	1-6	[10, 15]
-9	-14	"	10-50 % CO_2	10^5	15-40		1	[10, 16]
-9	-14	"	100 % CO_2	10^5	0-25		≤ 150	[10, 16]
-9	-14	"	CO_2	$5 \cdot 10^3$	100		Много	[13]

60-х годов проводятся также исследования разрушения капель воды в условиях, более близких к естественным: капли диаметром 15—800 мкм замораживаются при свободном падении или во взвешенном состоянии. Основные результаты экспериментов по разрушению капель воды приведены в табл. 1 для капель, замерзающих в статических условиях, и в табл. 2 для капель, замерзающих в условиях свободного падения. В таблицах обозначено: T_3 — температура замерзания капель, T_b — температура воздуха, d — диаметр капли. В большинстве опытов использовалась дистиллированная и деионизованная вода. При температурах ниже -20°C капли замерзали самопроизвольно, а для замораживания капель при более высоких температурах использовались ледяные кристаллы или частицы AgI (в виде суспензии или аэрозоля). Число ледяных осколков определялось с помощью переохлажденного раствора сахара или по изменению заряда капли в процессе замерзания.

Таблица 2

Доля капель (%), раскалывающихся при замерзании в условиях свободного падения, по данным разных источников

$T_3, ^\circ\text{C}$	$d, \text{мкм}$			
	15—50	50—200	200—300	300—800
> -10	—	0 [11], 9 [8]	6 [8]	0 [12, 20]
-10 до -20	—	0 [11], 7 [8], 10 [12], 37 [19, 20]	14 [8]	0 [12], 22 [19]
< -20	0 [7, 12]	0 [7, 11], 5 [12]	< 10 [19]	≤ 20 [20]

Как видно из данных табл. 1, доля разрушающихся при замерзании в статических условиях капель существенно зависит от условий эксперимента. Значительная доля разрушившихся капель (до 50 %) наблюдалась в тех опытах, где, как показали Дай Хоббс [10], Хэллит и Джонсон [13], капли замерзали, не достигнув теплового равновесия с окружающей средой (например, при наличии больших градиентов температуры в камере или при несении теплой капли в холодную среду и замерзании ее при $T_3 > T_b$), а также в опытах, где для охлаждения камеры или замораживания капель использовалась твердая углекислота. Специальные исследования показали, что среда, состоящая из смеси воздуха с углекислым газом, а также из гелия или водорода, способствует разрушению замерзающих в ней капель. Пониженное давление в среде тоже является фактором, благоприятным для разрушения капель. При замерзании в равновесных условиях при атмосферном давлении раскалывается не более 9 % капель в широком диапазоне температур.

В опытах со свободно падающими каплями, замерзающими при достижении равновесия со средой, найдена большая частота

их раскалываний, чем в опытах с неподвижными каплями (табл. 2). Эти опыты показали некоторую зависимость числа расколовшихся капель от их размеров и температуры замерзания. Капли диаметром менее 50 мкм не разрушаются при замерзании. По данным Бадера и др. [7], Гея и Латама [11], не наблюдается разрушения капель диаметром до 200 мкм, а в опытах Питтера и Пруппахера [12] — до 800 мкм. В опытах Такахаси [20] найден максимум частоты раскалывания капель (37 %) при замерзании в интервале температур от -10 до -20°C для капель диаметром 75—175 мкм.

Анализ условий раскалывания замерзающих капель проведен в работах Дая и Хоббса [10], Хэллита и Джонсона [13], Жекамухова [4]. Прочная (прозрачный лед) и симметричная ледяная оболочка, необходимая для создания внутри нее большого давления, приводящего к раскалыванию капли, образуется при небольшом переохлаждении и симметричном теплоотводе. Быстрое нарастание давления внутри ледяной оболочки происходит при резком охлаждении капли и выделении большого количества пузырьков газа. По расчетам [10], теплоотдача в воздухе при давлении 10^4 Па существенно выше, чем при нормальном давлении, за счет увеличения скорости испарения.

При замерзании в атмосфере гелия или водорода повышенная теплоотдача обусловлена увеличенной (в 8—10 раз) теплопроводностью по сравнению с другими газами. Симметричный теплоотвод и отсутствие конвекции в этих случаях благоприятствуют образованию симметричной оболочки льда на капле, а малая растворимость этих газов в воде — получению прозрачного жесткого льда. Все это объясняет наблюдаемое увеличение вероятности разрушения капель, замерзающих в атмосфере гелия или водорода по сравнению с замерзанием в воздухе.

Повышение теплоотдачи за счет вентиляции капли при падении и образование симметричной ледяной оболочки вследствие екувыркания [20] способствуют раскалыванию капель, замерзающих в условиях свободного падения. Присутствие углекислого газа вызывает разрушение замерзающих капель вследствие выделения большого количества пузырьков, так как растворимость CO_2 в воде почти в 100 раз выше, чем воздуха. Однако при больших концентрациях CO_2 доля раскалывающихся при замерзании капель уменьшается, что может быть вызвано образованием льда пронизанного пузырьками и легко поддающегося деформации.

В воздухе при нормальном давлении замерзание неподвижно капли происходит в условиях свободной конвекции, обуславливающей асимметрию теплопередачи и, следовательно, образование несимметричной ледяной оболочки, поддающейся деформации и уменьшающей вероятность разрушения [10]. Действительно у 30—60 % капель диаметром от 60 до 2000 мкм, замерзающих при температуре выше -9°C , наблюдается образование спикул [15, 16]. При более низких температурах деформация капль при замерзании происходит реже и имеет характер выпукл

тей. С понижением температуры замерзания увеличивается толщина ледяной оболочки капли, затрудняя ее раскалывание. При очень малом переохлаждении процесс замерзания идет медленно и внутри ледяной оболочки не создается давления, достаточного для раскалывания капли. Поэтому вероятность раскалывания капели должна иметь максимум при умеренном переохлаждении. По данным Медалиева и др. [5], он наблюдается при -12°C для неподвижных капель и в интервале температур от -10 до -20°C для капель, замерзающих в условиях падения [19].

Обычно при замерзании капли в ее ледяной оболочке образуются трещины, через которые происходит сброс давления, возникающего в жидком ядре. Эти трещины частично залечиваются выдавливаемой водой, и весь цикл может повторяться несколько раз в процессе замерзания капли, уменьшая вероятность ее разрушения [4]. По данным [19], частота образования трещин при замерзании капли увеличивается от 4 до 67 % при увеличении размера капель от 0,1 до 0,7 мм.

Таким образом, проведенный анализ условий разрушения капели при замерзании позволил объяснить некоторые результаты экспериментов и в то же время показал, что «на замерзание капели влияет так много факторов, что трудно предсказать, разрушится ли капля при замерзании или нет» [10].

На основании некоторых опытов ожидалось образование большого количества ледяных осколков при взрыве замерзающей капли, однако последующие наблюдения показали, что при раскалывании капли образуется 2—3 куска льда, а число мелких ледяных осколков, выбрасываемых каплей при замерзании в равновесных условиях, не превышает 4 и лишь в присутствии CO_2 или в неравновесных условиях замерзания может достигать 150 (см. табл. 1). Пока еще нет данных о числе ледяных осколков, выбрасываемых каплями, замерзающими при падении. Однако в опытах Хоббса и Элкезвини [12] наблюдалось много ледяных осколков, число которых не удалось надежно измерить. По их оценке, облачные капли $d < 100$ мкм и капли $d = 1$ мм, падающие в условиях адиабатического градиента температуры, находятся в равновесии с окружающей средой, поэтому результаты экспериментов, проведенных с каплями $d < 100$ мкм, можно отнести к условиям в облаках. На основании этого делается вывод, что замерзание облачных капель может объяснить увеличение концентрации ледяных частиц по сравнению с концентрацией ледяных ядер.

Хотя результаты опытов с крупными каплями, замерзающими в стационарных условиях, нельзя прямо переносить на условия в облаках, Мейсон [14] и некоторые другие авторы [7] считают, что замерзание индивидуальных капель не может играть существенной роли в увеличении числа ледяных ядер в облаке и пытаются объяснить это явление с помощью другого механизма — образования ледяных осколков при замерзании капель, соударяющихся с поверхностью, в частности, при росте частиц крупы и града.

Разрушение капель воды с примесями. Результаты опытов по изучению разрушения замерзающих капель воды с примесями представлены в табл. 3. Для капель воды с частицами AgI обнаружены те же закономерности, что и для капель дистиллированной воды, при этом концентрация AgI в воде была небольшой. Найдено уменьшение частоты раскалывания капель раствора NaCl с увеличением концентрации соли [8]. По мнению авторов при замерзании капли раствора внутри нее не создается достаточного для раскалывания давления вследствие меньшего увеличения объема, чем при замерзании воды. Вероятно, поэтому не наблюдались раскалывания капель растворов NaCl и других исследованных веществ с большей концентрацией.

Используя счетчик ядер конденсации, Бадер и др. [7] не обнаружил выбрасывания частиц растворенного вещества в виде ледяных осколков каплями 0,06—0,006 %-ных растворов NaCl и каплями коллоидного раствора AgI, замерзающими при низких температурах в условиях свободного падения. В атмосфере CO₂ найдено до 100 ледяных осколков от замерзающей капли.

Замерзание капель растворов PbI₂ исследовалось Г. М. Башкировой и Т. А. Першиной [1]. Капли не раскалывались при замерзании в статических условиях, но могли разрушаться при сильном и неравномерном обдуве. Для объяснения опытов, где в переохлажденном тумане образовывалось в 10 раз больше ледяных кристаллов, чем вводилось капель раствора PbI₂, авторы предположили, что частицы PbI₂ могут выбрасываться из поверхностного слоя капель раствора при их замерзании. Дальнейшее изучение этого явления проводилось в работах Г. М. Башкировой и др. [2], Т. Н. Громовой и др. [3].

С помощью спектральных методов в [3] на улавливающей пластинке обнаружены следы растворенного в капле вещества, а с помощью электронномикроскопического — области размерами 5—40 мкм скопления частиц CuSO₄ и PbI₂ при замерзании капель соответствующих растворов. Предполагается, что частицы растворенного вещества появляются в капле при ее охлаждении и выталкиваются из нее в процессе замерзания. Оцененные количества выбрасываемых частиц приведены в табл. 3. В работе [2] под замерзающими каплями 4 %-ного раствора KCl и 0,5 %-ного раствора NH₄Cl помещались поверхности, чувствительные к иону хлора. Обнаруженные на них желтые пятна могли образоваться в результате попадания микрокапель раствора, выброшенных из замерзающих капель.

Выбрасывание маленьких частиц из капли или спикеры на ее поверхности в процессе замерзания, которые не фиксировались раствором сахара и, следовательно, были жидкими, наблюдалось как эпизодическое явление многими исследователями [6, 10, 13, 15]. Кроме того, с момента начала замерзания капли около нее отмечается шлейф микрокапель, существующий до полного ее промерзания. По мнению Ченга [9], эти микрокапли размером от менее 1 до 20 мкм выбрасываются с поверхности замерзаю-

Разрушение замерзающих капель воды с примесями по данным разных источников

Вещество	Концентрация раствора, %	d мкм	T _з °C		Тепловое состояние капли относительно среды	Доля распавшихся капель, %	Число или концентрация выброшенных микрокапель или частиц	Источник
			от	до				
AgI	10 ⁻³ —10 ⁻⁵	<50 50—150 50—150 200—800 500—1500	≤ -6 ≤ -6 -5 -5 -10	-6 -6 -14 -14 -19	Равновесное " Неравновесное " Равновесное	0 0 0—39 2—40 0		[7, 12] [7, 12] [19, 20] [19, 20] [1]
PbI ₂	0,12—0,18	1000 30—84 180—240 300—1000	-12 > -40 -5	-18 -40 -15	" " "	0 0 1—7	10 ³ —10 ⁶ 0	[3] [7] [8]
NaCl	0,06—0,006 0,06—0,006 0,6	1000 30—84 180—240 300—1000	-12 > -40 -5	-18 -40 -15	" " "	0 0 1—7	10 ³ —10 ⁶ 0	[3] [7] [8]
KCl	1 4 0,5 1 1	1000 600—1400 600—1400 1000 1000	-12 -15 -15 -12 -14	-23 -20 -20 -19 -26	Неравновесное " Равновесное " "	0 0 0 0 0	5·10 ⁻³ мг/л 20—200 20—200 10 ³ —10 ⁶ 7·10 ⁻³ мг/л	[15] [3] [2] [2] [3]
NH ₄ Cl CuSO ₄ ZnO ₃ AgI	Контактная нуклеация	60—130	-12	-18	Равновесное	10		[12]

щей капли в течение всего времени ее промерзания. Другие авторы [6, 10, 18] предполагают более вероятным образование этих микрокапель в результате конденсации водяного пара, испаряющегося с поверхности капли при повышении ее температуры в момент начала замерзания, на ядрах конденсации в окрестности капли.

Розинским и др. [18] проведен расчет поля пересыщения возникающего около замерзающей капли воды при разных температурах. Получено, что с понижением температуры замерзания капли пересыщение увеличивается и при -15°C составляет 17° через 0,5 с после начала замерзания на расстоянии 0,1—0,2 с от поверхности капли. Эти расчеты показали возможность конденсационного образования микрокапель в окрестности замерзающей капли и позволили объяснить образование капель и ледяных кристаллов на частицах природной соли и AgI , помещенных вблизи замерзающей капли воды.

По оценке, сделанной Геом и Латамом [11], капля воды $d = 60 \div 80$ мкм теряет на испарение при замерзании около 4 % первоначальной массы при общей потере массы 10—12 %. Предполагается, что остальные 6—8 % могут теряться при выбрасывании микрокапель и ледяных осколков, но указывается, что эти цифры должны быть уточнены.

Поскольку имеющиеся данные противоречивы и не позволяют с определенностью судить о роли каждого из механизмов образования микрокапель, были продолжены опыты по улавливанию и исследованию микрокапель, образующихся при кристаллизации капель растворов и суспензий некоторых веществ.

2. Экспериментальное изучение разрушения замерзающих капель воды с примесями.

Изучение микрокапель, образующихся около замерзающей кап.

Методика. Несколько капель исследуемого раствора диаметром 1—1,5 мм помещалось на конец нити, укрепленной в центре холодильной камеры объемом 5 л, охлаждаемой жидким фреоном. Капли вводились при температуре $2\text{—}3^{\circ}\text{C}$, выдерживались в течение 2 мин, а затем охлаждались со скоростью $1,5^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ до замерзания. Под (или над) ними на расстоянии 1—2 мм поверхности капли располагалось покровное стекло с пятью секциями, покрытыми коллодиевой пленкой. Обычно одни и те же секции использовались в нескольких опытах, чтобы увеличить вероятность обнаружения на них частиц растворенного вещества, если оно выбрасывается из замерзающих капель растворов. Замерзали капли 1 и 10 %-ного растворов KCl , 1 и 7 %-ного растворов CuSO_4 , 0,1 %-ной суспензии CuS , 0,1 и 0,01 %-ной суспензий 1,5-диокси-*нафталина*. Экспонированные под замерзающими каплями сетки рассматривались с помощью электронного микроскопа УЭМВ-100К при увеличениях в 5000—25 000 раз. Для изучаемых растворов предварительно определялась форма частиц.

образующихся после испарения капелек раствора на сетке.

В опытах по замораживанию капель воды и 4 %-ного раствора KCl получали реплики микрокапель для уточнения положения частиц на сетке. С этой целью использовалась пленка из 1 %-ного раствора пенопласта в дихлорэтано, которая после экспонирования под замерзающей каплей помещалась в пары дихлорэтана для размягчения и получения реплик микрокапель. Реплики рассматривались с помощью электронного микроскопа, а их размер определялся по фотографиям.

Результаты. На сетках, экспонированных под каплями растворов, замерзающими при температурах ниже -15°C , не обнаружено больших количеств частиц вещества, растворенного в капле, кроме одного случая замерзания капель 10 %-ного раствора KCl. При этом на сетке обнаружено 60 частиц размером $4 \cdot 10^{-5}$ — 10^{-4} см с характерной для данного вещества формой на площади 48 ячеек, в то время как в остальных ячейках частиц не было. В других случаях наблюдались 1—2 частицы в ячейке (50×50 мкм²) размером около $5 \cdot 10^{-6}$ см, имеющей чаще неопределенную форму, и не более одной частицы на сетке (120 ячеек) с характерной для данного вещества формой.

В случае капель 0,1 %-ной суспензии CuS и 0,1 и 0,01 %-ной суспензий 1,5-диоксинафталина, которые замерзали при более высоких температурах, чем капли растворов (T_z равны $-12,6$, $-4,5$ и $-6,0^{\circ}\text{C}$ соответственно), и вероятность разрушения которых поэтому могла быть выше, обнаружены только частицы, меньшие 10^{-5} см, в то время как частицы в суспензии имели размеры до 30 мкм.

Отдельные мелкие частицы ($d < 10^{-5}$ см) встречались и на сетках, удаленных от замерзающих капель и рассматриваемых как фоновые, а также в репликах микрокапель разного размера, полученных при замерзании как капель 4 %-ного раствора KCl, так и капель дистиллированной воды. Поэтому такие частицы считались результатом загрязнения пленки. Только в одной из рассмотренных реплик была обнаружена частица, но размеру и форме соответствующая частице KCl.

Размеры реплик микрокапель находятся в интервале 0,3—27 мкм при расстоянии от капли 0,08 мм и в интервале 0,3—8 мкм при расстоянии 1,5—1,9 мм, причем доля реплик с размером менее 1 мкм составляла 20 % в первом случае и 97 % во втором. Так как размер микрокапель увеличивается с приближением к поверхности капли и в большинстве их реплик отсутствуют частицы растворенного в капле вещества, можно заключить, что микрокапли в условиях данного эксперимента в основном имеют конденсационное происхождение. Выбрасывание микрокапель было эпизодическим.

Применение электронномикроскопического метода для обнаружения частиц вещества, растворенного в капле и выбрасываемого в виде микрокапель из замерзающей капли, удобно лишь при

большом количестве частиц на сетке и не надежно при количестве частиц, равном найденному в [2] и в данных опытах. Условий выбрасывания большого количества растворенного или взвешенного в воде капли вещества в данном эксперименте найти не удалось.

Изучение разрушения капель, замерзающих при пониженном давлении. Раскалывание капель и выбрасывание ледяных осколков наблюдалось в серии опытов, где капля, подвешенная на капроновой нити, помещалась под колокол вакуумного поста ЭВП-2 после чего в объеме понижалось давление. Капли замерзали вследствие быстрого охлаждения, вызванного интенсивным испарением при понижении давления, в то время как температура окружающей среды оставалась положительной. Наблюдения за каплями велись с помощью горизонтального микроскопа. В 43 % случаев капли дистиллированной воды раскалывались при замерзании на две части, в 38 % случаев из капли выбрасывались ледяные осколки.

Примеси по-разному влияли на способность капель к раскалыванию. Капли 0,1 %-ной суспензии CuS и 0,5 %-ного раствора NH_4Cl не раскалывались и не давали видимых осколков при замерзании. Капли 0,2 %-ной суспензии AgI раскалывались во всех случаях, причем перед раскалыванием иногда образовывалась спинула.

В тех случаях, когда капля не раскалывалась, можно было оценить потерю ее массы на испарение и выбрасывание ледяных осколков. Для капли дистиллированной воды за 1 мин 33 с она составила 69 % первоначальной массы. Потеря массы на испарение в течение 1 мин 40 с и 1 мин 50 с до полного замерзания капель 0,5 %-ного раствора NH_4Cl составила 36 и 47 % соответственно.

Оценка понижения температуры капли за счет испарения при уменьшении давления показала, что уже при достижении давления $3 \cdot 10^4$ Па, т. е. через несколько секунд после начала откачки, температура капли понизится на 30°C . Действительно, при начальной температуре воздуха 20°C капля 0,2 %-ной суспензии AgI начинала замерзать через 16 с, а капли дистиллированной воды и растворов — через 50—150 с в зависимости от размеров.

Эти опыты подтвердили вывод, сделанный в [10], что вероятность разрушения замерзающей капли повышается, если капля не находится в условиях термического и газового равновесия со средой перед замерзанием. Начальная концентрация растворенного в капле воздуха соответствует атмосферному давлению, и при понижении давления происходит бурное выделение воздуха из воды вследствие уменьшения его растворимости. Это и быстрое охлаждение капли при испарении способствует раскалыванию капли.

Изучение разрушения капель, замерзающих в результате контактной нуклеации их частицами льдообразующих веществ. В опытах, где частицы порошков 1,5-диоксидафталина, фторфлю-

гопита и флороглуцина напылялись на поверхность переохлажденных капель дистиллированной воды ($d=1\div 1,5$ мм), подвешенных на нити, наблюдалось выбрасывание ледяных осколков и раскалывание капель при замерзании. Наблюдения проводились с помощью горизонтального микроскопа при увеличении в 16 раз. В то же время капли суспензий или растворов этих же веществ практически не разрушались при замерзании (табл. 4).

Разрушение капель при контактной нуклеации отмечалось в ряде работ [5, 14]. В опытах Пруппахера и Шлампа [17] 17 % капель, замерзающих при контакте с частицами глины, раскалывались, а 42 % давало ледяные осколки. Капли суспензии глины при замерзании не разрушались.

Таблица 4

Вещество	Доля расколовшихся капель, %	Доля капель, дающих сплинтеры, %	T_z °C		Общее число капель	Положение частиц по отношению к капле
			от	до		
1,5-диоксинаф- талин	1	28	-4,5	-10,2	100	На поверхности
	<1	<1	-6,2		300	В объеме
Фторфлогопит	4	5	-1,5	-6,2	108	На поверхности
	0	0	-1,0	-19,0	245	В объеме
Флороглуцин	0	30	-2,0	-3,0	13	На поверхности
	0	0	-4,2	-21,5	28	В объеме
H ₂ O (дистил.)	0	0	-11,5	-21,5	200	Частиц льдообразующего вещества нет

Вероятно, разрушению капель при контактной нуклеации способствует высокая температура замерзания, при которой образуется прочная оболочка из прозрачного льда и значительное давление в ядре капли. Образование симметричной ледяной оболочки, необходимой для раскалывания капли, может происходить здесь по аналогии с процессом замерзания капли при контакте с острием ледяного кристалла [12]. В случае капель суспензий и растворов с высокой концентрацией вещества образуется неоднородный лед с включенными частицами, который поддается деформации и не разрушается.

Как видно из сравнения рис. 1 а и 1 б, капли суспензий 1,5-диоксинафталина и фторфлогопита, а также растворов флороглуцина чаще деформируются при замерзании, чем капли воды, замерзающие при контакте с частицами этих веществ. Однако доля капель, деформирующихся при замерзании, не зависит от взвешенного в воде вещества, а определяется температурой замерзания, достигая наибольших значений в диапазоне температур от -4 до -8°C (рис. 1 а).

Как деформация, так и разрушение капель (раскалывание капель и выбрасывание сплинтеров) при контактной нуклеации частицами исследуемых веществ наблюдается в диапазоне температур замерзания от -1 до -11°C . При этом выбрасывание сплинтеров достигает наибольшей вероятности при температурах от -2 до -5°C , а раскалывание капель — при температуре от -4 до -7°C , где скорость замерзания больше. Вероятность деформации замерзающих капель значительна во всем диапазоне температур от -1 до -7°C , хотя и имеется тенденция к ее уменьшению с понижением температуры. Эти результаты близки к данным, полученным Даем и Хоббсом [10] по образованию

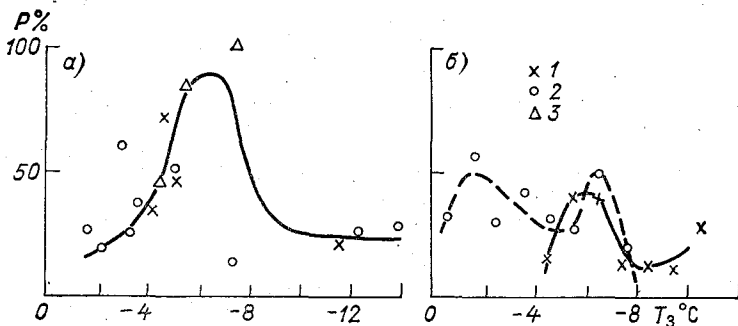


Рис. 1. Зависимости вероятности деформации капель суспензий и растворов (а), а также вероятности деформации капель при контактной нуклеации (б) от температуры замерзания.

1 — 1,5-диоксинафталин, 2 — фторфлоглопит, 3 — флороглюцин.

спикул на каплях, нуклеируемых ледяными кристаллами. Однако доля разрушенных капель, замерзающих в результате контакта с частицами исследуемых веществ, оказалась больше, чем при контакте с ледяными кристаллами в [10], в том же интервале температур.

Сравнивая кривые вероятности разрушения капель (рис. 2 а) и распределения капель по температурам замерзания (рис. 2 б) для каждого вещества, можно объяснить различие в доле капель, разрушившихся при замерзании в результате контакта с частицами этих веществ (см. табл. 4). Для флороглюцина максимумы этих кривых совпадают, что объясняет большую долю разрушившихся капель. Для фторфлоглопита наибольшая вероятность разрушения приходится на интервал температур, где замерзает лишь 4% капель. Поэтому доля разрушившихся капель оказывается небольшой. Однако не ясно различие в вероятностях разрушения капель при контактной нуклеации их частицами различных веществ в одинаковом диапазоне температур. По-видимо

му, вероятность разрушения в этом случае определяется не только температурой замерзания, зависящей от используемого вещества, но и какими-то другими факторами, требующими объяснения.

Проведенные опыты показали:

1) капли растворов и суспензий исследованных веществ (KCl , $CuSO_4$, CuS , 1,5-диоксинафталина, флороглюцина и фторфлогопита), замерзая при достижении теплового и газового равновесия с окружающей средой, не раскалываются и лишь изредка выбрасывают ледяные осколки и микрокапли. С помощью электронно-микроскопического метода не обнаружено выбрасывания больших количеств содержащегося в каплях вещества. Микрокапли, на-

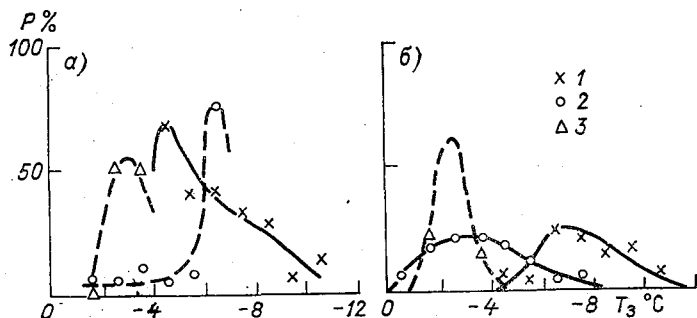


Рис. 2. Зависимость вероятности разрушения капель при контактной нуклеации от температуры замерзания (а) и распределение капель по температуре замерзания (б).

Усл. обозначения см. рис. 1.

блюдаемые в окрестности замерзающей капли, образуются конденсационным путем;

2) вероятность разрушения капель увеличивается, если замерзание происходит при резком понижении давления или в результате контактной нуклеации капель частицами льдообразующих веществ, что можно объяснить на основании представлений об условиях, способствующих разрушению замерзающих капель воды [10, 13]. Особенности действия различных льдообразующих веществ требуют дальнейшего изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкирова Г. М., Першина Т. А. О кристаллизации переохлажденных туманов при распылении в них насыщенного раствора иодистого свинца. — Труды ГГО, 1965, вып. 176, с. 35—42.
2. Башкирова Г. М., Молоткова И. А., Першина Т. А. О влиянии растворимых в воде веществ на замерзание капель воды. — Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 8—17.

3. Громова Т. Н. и др. Идентификация частиц, вылетающих при замерзании капель водных растворов/Т. Н. Громова, Т. А. Першина, Е. В. Преображенская, П. Ф. Свистов. — Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 18—27.
4. Жекамухов М. К. О раскалывании кристаллизующихся водяных капель. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 12, с. 1286—1294.
5. Медалиев Х. Х., Волкова Н. А., Казанкова З. П. Изучение характера кристаллизации водяных капель при различных скоростях переохлаждения. — Труды ВГИ, 1975, вып. 32, с. 26—33.
6. Мучник В. М., Рудько Ю. С. Особенности замерзания переохлажденных капель воды. — Труды УкрНИГМИ, 1961, вып. 26, с. 64—70.
7. Bader M., Gloster J., Brownscombe J. L., Goldsmith P. The production of submicron ice fragments by water droplets freezing in free fall or on accretion upon ice surface. — Proc. VIII Intern. Conf. on Nucl., Leningrad, 1975, p. 349—357.
8. Brownscombe J. L., Thorndike N. S. C. Freezing and shattering of water droplets in free fall. — Nature, 1968, № 220, p. 687—689.
9. Cheng R. L., Water drop freezing: ejection of microdroplets. — Science, 1970, vol. 170, № 3965, p. 1395—1398.
10. Dye J. E., Hobbs P. V. The influence of environmental parameters on the freezing and fragmentation of suspended water drops. — J. Atmos. Sci., 1968, 25, № 1, p. 82—99.
11. Gay M. J., Latham J. The ejection of mass by supercooled drops on freezing. — Proc. VIII Intern. Conf. on Nucl., Leningrad, 1975, p. 111—119.
12. Hobbs P. V., Alkezweeny A. J. The fragmentation of freezing water droplets in free fall. — J. Atmos. Sci., 1968, vol. 25, N 5, p. 881—888.
13. Johnson D. A., Hallett J. Freezing and shattering of supercooled water drops. — Quart. J. Roy. Met. Soc., 1968, vol. 94, N 402, p. 468—483.
14. Mason B. J. Physics of clouds. — L., 1971.
15. Mason B. J., Maybank J. The fragmentation and electrification of freezing water drops. — Quart. J. Roy. Met. Soc., 1960, vol. 86, N 368, p. 176—186.
16. Pena J. A., Pena R. G., Hosler Ch. L. Freezing of water droplets in equilibrium with different gases. — J. Atmos. Sci., 1969, vol. 26, N 2, p. 301—316.
17. Pruppacher H. R., Schlamp R. J., A wind tunnel investigation on ice multiplication by freezing of water drops falling at terminal velocity in air. — J. Geoph. Res., 1975, vol. 80, № 3, p. 380—386.
18. Rosinski J., Nagamoto C. T., Kerrigan T. C. Heterogeneous nucleation of water and ice in the transient supersaturation field surrounding a freezing drop. — J. Rech. Atmos., 1975, vol. 9, N 3, p. 107—118.
19. Takahashi Ch., Yamashita A. Scattering of frozen water drops in a supercooled cloud. — J. Met. Soc. Japan, 1970, vol. 48, p. 373—376.
20. Takahashi Ch. Deformation of frozen water drops and their frequencies. — J. Met. Soc. Japan, 1975, vol. 53, № 6, p. 402—411.

**Ю. Д. Дьяченко, Г. Д. Кудашкин, А. И. Сидоров,
Н. А. Силин, Н. С. Шишкин**

РАЗРАБОТКА ПИРОТЕХНИЧЕСКОГО САМОЛЕТНОГО АЭРОЗОЛЬНОГО ГЕНЕРАТОРА ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОБЛАКА

1. Обоснование выбранного направления. В настоящее время в производственной практике тушения крупных лесных пожаров в нашей стране используется метод искусственного вызывания осадков из переохлажденных конвективных облаков [2, 4]. Некоторые опыты по применению этого метода проводились и за рубежом [6]. В СССР воздействия на облака с целью вызывания осадков ведутся с самолетов типа Ил-14 и Ан-24 при использовании 26-мм пиропатронов с иодистым серебром и иодистым свинцом. По оценке органов лесного хозяйства, применение этого метода дает экономический эффект около 1 млн. руб. в год. Однако применение тяжелых самолетов имеет ряд ограничений в связи с недостаточным количеством оборудованных аэродромов в многолесных районах нашей страны.

Экономические показатели, а также оперативность мероприятий по тушению лесных пожаров могли бы быть значительно повышены при подключении к работам по искусственному вызыванию осадков на очаги пожаров легкомоторных самолетов типа Ан-2, значительное количество которых ежегодно арендуется организациями лесного хозяйства. При наличии подходящих погодных условий оборудованные лесопатрульные самолеты могут начать операции по вызыванию осадков немедленно после обнаружения очагов пожаров. Экономический выигрыш за счет более раннего начала работ по ликвидации пожаров и меньшей стоимости аренды легкомоторных самолетов в настоящее время не может быть рассчитан точно. В качестве ориентировочной оценки выигрыша, вероятно, можно принять отношение затрат на аренду самолетов различных типов. Арендная плата за единицу летного времени самолета Ан-2 примерно в 2 раза ниже, чем Ил-14, а по сравнению с Ан-24 почти в 5 раз. Различия в скоростях сравниваемых самолетов, по-видимому, будут вполне компенсироваться за счет большего удаления (в среднем) аэродромов базирования тяжелых самолетов от очагов пожаров.

При сравнении экономических показателей необходимо учитывать возможные различия эффективности воздействий на облака с целью вызывания осадков с самолетов различных типов. Вероятность достижения положительного эффекта при единичном воздействии можно считать функцией возможности получения достаточно полной информации об основных параметрах облаков, характеризующих степень их пригодности для искусственного инициирования осадков. Обычно с самолетов более высоких классов может быть получена более точная информация об объекте воздействия. Однако, как показал опыт, результаты при единичном воздействии с самолетов разных классов различаются заметно меньше, чем эксплуатационные затраты. Результаты единичного воздействия (по факту выпадения осадков из обработанных облаков) с применением самолетов типа Ил-14 и Ан-2 различаются не более чем на 10 %.

В целях повышения экономических показателей, а также масштабов и оперативности работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками в ГГО, Ленинградском НИИ лесного хозяйства (ЛенНИИЛХ), НИИ прикладной химии (НИИПХ) и ВНИИ применения гражданской авиации в народном хозяйстве (ВНИИПАНХ ГА) проработано несколько вариантов технических средств, пригодных для проведения воздействий с самолетов Ан-2. При выборе направления данной работы учитывались положительные результаты воздействий на облака с применением ранее разработанных самолетных аэрозольных генераторов. Имевшиеся к началу работ образцы генераторов кристаллизующих реагентов были основаны на сжигании ацетонного раствора AgI в стационарных бортовых устройствах (см., например, [3, 5]). Такие генераторы обладают довольно высокой пожароопасностью и громоздки. Поэтому был избран путь разработки пиротехнических генераторов как более компактных и безопасных в эксплуатации и лучше приспособленных к оперативному оснащению многоцелевых самолетов. Аналогичный путь в настоящее время избран и зарубежными исследователями. Так, в работе канадских исследователей [6] сообщается о проведении в 1975 г. пяти опытов по засеву конвективных облаков с применением пиротехнических генераторов аэрозоля AgI в целях искусственного вызывания осадков. В указанной работе засев облаков проводился при пересечении самолетом типа Т-33 вершин облаков на уровне с температурами от -5 до -10°C . Необходимо отметить, что примененная в [6] методика засева вряд ли может иметь преимущества перед засевом пиропатронами.

При скорости самолета Т-33 7,8 км/мин время пересечения им типичных недождящих облаков Cu cong составляет около 20 с, что накладывает жесткие требования к скорости генерации аэрозолей. С другой стороны, вход в мощные кучевые облака не всегда безопасен даже для самолетов повышенной прочности.

Применительно к использованию экономичных легкомоторных самолетов способ генерации кристаллизующих реагентов в под-

облачном пространстве обусловлен ограниченным потолком самолетов. Распространение же реагентов в зону проявления льдообразующей активности обеспечивается за счет естественных вертикальных токов и турбулентности.

2. Разработка и совершенствование технических средств воздействия. В 1973—1975 гг. в СССР были разработаны опытные образцы пиротехнических самолетных аэрозольных генераторов (САГ-1) и кассеты для приведения их в действие на подвеске самолета Ан-2. Выполнены теоретические и экспериментальные работы по определению возможности искусственного вызывания осадков с легкомоторных самолетов.

Проведенные теоретические расчеты и натурные опыты подтвердили принципиальную возможность инициирования осадков из мощных кучевых облаков при диспергировании кристаллизующих реагентов в подоблачном пространстве. Вместе с тем целый ряд вопросов комплексной научно-технической проблемы теоретического, технического и методического характера был только намечен, либо не ставился совсем. Были выявлены недостатки в конструкции опытных образцов технических средств воздействия. Все это определило необходимость продолжения исследований и опытно-конструкторских проработок, состояние которых изложено ниже.

Для приведения в действие пиротехнических самолетных аэрозольных генераторов в 1975 г. во ВНИИПАНХ ГА разработан и изготовлен кассетный держатель, устанавливаемый на плоскостях самолета Ан-2. Каждый кассетный держатель был рассчитан на пять изделий САГ-1. Летные испытания кассет указали на необходимость их доработки, особенно в части повышения надежности. При стендовых испытаниях САГ-1 выявлена неустойчивость режима горения шашек активного дыма, что не обеспечивало полную безопасность эксплуатации САГ-1 в комплексе с кассетами, устанавливаемыми на сравнительно небольших расстояниях от фюзеляжа и крыльев самолета-носителя. В связи с этим в натурных опытах 1975 г. по воздействию на облака с самолетов Ан-2 генераторы приводились в действие в экспериментальном устройстве, рассчитанном на одно изделие САГ-1 и выпускаемом из кабины самолета на фале длиной 15—25 м. К фалу крепились провода для электровоспламенения САГ-1 от автономного источника электрического тока. Кроме обеспечения безопасности самолета при нарушении режима работы САГ, такая методика позволяла перезаряжать устройство в воздухе и засеивать несколько облаков за один полет.

В 1975 г. была проведена серия натурных опытов по воздействию на облака. Всего кристаллизующими реагентами было засеяно 24 мощных кучевых облака. В 19 случаях (79%) из обработанных облаков отмечено выпадение осадков через 11—19 мин после воздействия (среднее время равно 16 мин).

Поскольку наиболее существенные замечания по САГ-1 относились к неустойчивости режима горения пиротехнической

шашки активного дыма, в дальнейших работах основное внимание было уделено разработке и испытанию новых составов и технологии изготовления ШАД.

При проектировании усовершенствованного генератора (САГ-2) были также предусмотрены:

- сокращение времени дымообразования от 90—100 с до 50—70 с;

- изготовление корпуса генератора из термостойкой пластмассы с целью улучшения теплоизоляции пироэлемента и устранения возможностей прогорания корпуса и, как следствие этого, уменьшения термического воздействия на кассету и на самолет-носитель;

- повышение надежности срабатывания;

- повышение технологии изготовления изделий.

Для снаряжения САГ-2 использованы пиротехнические составы П-50-04-11 с 2 % иодистого серебра и С-50 с 50 % иодистого свинца. Составы являются химически стойкими при хранении их в герметичной, закрытой от попадания света упаковке. Масса состава С-50 составляет 325 г, а состава П-50-04-11 — 280 г.

Испытания льдообразующей эффективности полноразмерных пироэлементов, произведенные в условиях, близких к реальным, и по методике, принятой в СССР (см., например, [1]) показали, что выход ядер, активных при температуре — 10 °С, для одного изделия составлял $2,5 \cdot 10^{14}$.

В целях отработки технических средств и методики воздействия в 1977—1978 гг. были продолжены наземные и летные испытания САГ-2.

При проведении испытаний главными задачами являлись:

- выявление безопасности и надежности средств воздействия, а также измерение временных характеристик работы ШАД;

- получение статистически значимых данных об эффективности способа воздействия на облака с легкомоторных самолетов.

В результате наземных и летных испытаний модифицированных аэрозольных генераторов, проводимых в 1977—1978 гг., установлены как надежность их срабатывания, так и безопасность их применения на борту самолета. Выполненные в 1978 г. опыты по воздействию на конвективные облака с применением САГ-2 полностью подтвердили высокую вероятность искусственного вызывания осадков из мощных кучевых облаков с переохлажденной вершиной. Около 80 % экспериментов по засеву облаков для инициирования осадков оказалось успешным. Это позволяет считать, что разработанные пиротехнические самолетные аэрозольные генераторы являются перспективным средством искусственного регулирования осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев С. П. и др. Исследование эффективности действия натуральных пиротехнических генераторов льдообразующих аэрозолей/С. П. Беляев, Ю. Д. Дьяченко, Н. С. Ким, Ю. Н. Матвеев, А. И. Сидоров. — Труды ИЭМ, 1976, вып. 14(59), с. 21—32.

2. Никандров В. Я., Шишкин Н. С. Исследования по физике облаков. — Труды ГГО, 1974, вып. 344, с. 180—208.
3. Седунов Ю. С. Исследования по физике облаков и активных воздействий в США. — Труды ИЭМ, 1970, вып. 19, с. 3—266.
4. Сумин Ю. П. Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака. — Труды ГГО, 1971, вып. 262, с. 54—69.
5. Аддерли И. И. Некоторые аспекты засева облаков в Австралии. Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. — Л.: Гидрометеиздат, 1970, с. 494—499.
6. Isaac G. A., Schemenauer R. S., Grozier G. L., Chisholm A. I., Macpherson J. I., Bobitt N. R., Machattle L. B. Preliminary test of a Cumulus cloud Seeding Technique. „Journ. Appl. met.”, 1977, vol. 16, p. 949—958.

Г. Д. Кудашкин, В. В. Егоров, С. Л. Васильев

**МЕТОДИКА И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ
НАТУРНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ВЫЗЫВАНИЮ
ОСАДКОВ
ИЗ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ
КРИСТАЛЛИЗУЮЩИМИ РЕАГЕНТАМИ С САМОЛЕТОВ Ан-2**

1. Постановка задачи. Теоретические и экспериментальные работы по обоснованию и оценке эффективности способа искусственного инициирования осадков при воздействии на конвективные облака с применением пиротехнических самолетных аэрозольных генераторов (САГ), приводимых в действие при полете легкомоторных самолетов в подоблачном пространстве, начаты в нашей стране в 1973 г. В 1975 г. были разработаны первые опытные образцы САГ и проведена серия натурных опытов по воздействию на мощные кучевые облака. Полученные результаты позволили сделать вывод о целесообразности продолжения работ по данному направлению с целью разработки более экономичной и оперативной методики тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками. В 1977—1978 гг. были разработаны и испытаны усовершенствованные пиротехнические самолетные аэрозольные генераторы САГ-2 [1].

В данной статье изложена методика и основные результаты натурных экспериментов по воздействию на облака с применением усовершенствованных аэрозольных генераторов САГ-2, проведенных в 1978 г. над территорией Ленинградской, Новгородской и Вологодской областей. Основная задача экспериментов состояла в отработке способа воздействия на облака с применением самолетных аэрозольных генераторов, приводимых в действие в подоблачном пространстве. При этом наибольшее внимание уделялось:

— продолжению исследования технических характеристик средств воздействия;

— испытанию методик для определения параметров облаков и атмосферы, определяющих условия, благоприятные для проведения воздействий;

— определению метеорологической эффективности воздействий с легкомоторных самолетов;

— отработке методики контроля за результатами воздействий.

2. Организация натуральных экспериментов. Выбор района и времени исследования проводится руководителем полетов совместно командиром корабля по данным синоптических карт, расчетов параметров конвекции по данным радиозондирования и консультации с синоптиками АМСГ. Работы по воздействию проводятся дни, когда по специализированному прогнозу ожидается развитие мощных кучевых облаков до высот изотерм от -7 до -15°C при мощности облаков 2,5—4 км.

В процессе предполетной подготовки выполняется сбор метеоинформации, необходимой на борту для определения методики работ (прогноз параметров конвективных облаков, температура и ветер по высотам и др.), а также согласование задания на полет летным составом.

По окончании полета составляется протокол полета, в котором казываются:

- задание на полет и общие результаты его выполнения;
- объекты исследований, их краткая характеристика с описанием режимов исследования и воздействия;
- опыты, подлежащие первоочередному анализу.

К протоколу прилагаются:

- пространственно-временной график полета, увязанный со штурманской прокладкой;
- данные сверки часов до взлета и перед посадкой;
- данные радиозондирования для района полетов (03 и 15 ч);
- выкопировки с кольцевых карт за сроки, ближайшие ко времени полетов, с нанесением метеообстановки, зон осадков и облачности на ближайших к району полетов станциях;
- данные специализированного прогноза конвективных облаков на день полетов.

3. Методика воздействия и контроля результатов. Предварительный выбор объекта воздействия производится руководителем полета визуально с учетом прогностических данных о вертикальной мощности облаков, сопоставленных с данными о высотах нулевой изотермы, изотермы пороговой температуры реагентов (от -7 до -8°C).

В качестве объектов воздействия выбираются мощные кучевые облака:

- не дающие естественных осадков;
- с вершиной, лежащей выше порога действия кристаллизующих реагентов (от -7 до -8°);
- находящиеся в стадии развития;
- с выраженными восходящими токами под основанием;
- с диаметром основания более 2—2,5 км.

Воздействие на облако выполняется после его исследования при 1—2 полетах под облаком на уровне, максимально близком к основанию, при которых определяются:

- геометрические и термические параметры облака;
- фазовый состав, тенденция развития;
- степень развития вертикальных токов под облаком;

— горизонтальные размеры зон восходящих токов и их локализация по отношению к горизонтальному сечению облака;

— наличие болтанки и ее интенсивность.

Вертикальная протяженность, структура (расслоенность, фазовое строение облаков, вершины которых не экранируются соседними облаками, ориентировочно оцениваются посредством наблюдений при подлете к облаку и при полете в окрестности облака. Эшелон для таких исследований может превышать уровень НГ и определяется техническими возможностями и требованиями к безопасности пилотирования самолета.

Расход реагента на одно облако и методика засева варьируются в зависимости от геометрических размеров облаков и вертикальных скоростей (измеренных под облаком и рассчитанных в слое конвекции) с целью обеспечить достаточную концентрацию реагента на уровне проявления льдообразующей активности.

Для облаков с четко выраженной одной зоной восходящего потока под основанием, которая имеет большие размеры, засеивать наиболее целесообразно производить на высоте в пределах зоны. Для облаков с диаметром более 3 км и облаков со слабо выраженными диффузно распределенными восходящими токами под НГ для засева используются два САГ, приводимые в действие одновременно или с небольшим интервалом времени. Маршрут самолета в этом случае организуется «змейкой» без выхода за внешние контуры облака.

Момент начала и конца воздействия фиксируется в бортовом журнале с записью режима полета, количества и типа снаряжения, израсходованных САГ и характера их срабатывания.

С целью определения эффектов воздействия полеты в зоне обработанного облака осуществляются в течение 40—60 мин после проведения воздействия. При этом чередуются:

— челночные полеты в подоблачном пространстве, вдоль линий, проходящих через центр проекции облака в направлениях параллельно и перпендикулярно направлению переноса облака (длина базы выбирается равной 2—3 диаметрам облака);

— облет облака по внешнему обводу с изменяемой высотой полета.

После начала выпадения осадков проводятся аналогичные наблюдения за зоной осадков. При пересечении зоны осадков фиксируются моменты входа и выхода в зону осадков и моменты изменения их интенсивности, а также дается качественная оценка интенсивности осадков (слабые, умеренные, сильные, очень сильные);

Решение о прекращении исследований принимается руководителем полета по данным об эволюции облака или зоны осадков из него, а также в случае невозможности продолжения работы по техническим причинам.

Достаточными признаками для прекращения наблюдений в окрестностях обработанного облака могут являться:

— полное разрушение облака;

- прекращение осадков из облака;
- переход облака в стабильное состояние;
- возникновение опасных явлений погоды (электрические разряды, шквалы, сильная болтанка и др.).

4. Результаты натурных экспериментов. За период с 22 июля 7 сентября 1978 г. проведено 28 опытов по воздействию на инвективные облака с применением пиротехнических самолетных аэрозольных генераторов. Всего отмечены осадки в 23 случаях (74 %). Методика контроля обеспечивала полную идентификацию осадков именно из обработанного облака.

Результаты опытов приведены в табл. 1. Период времени от воздействия до начала выпадения осадков (t) изменяется от 11 до 34 мин, а средний интервал времени ($t_{\text{ср}}$) между моментами воздействия и началом выпадения осадков оказался равным 21 мин. Результативность засева можно считать достаточно высокой, учитывая ограниченность информации об объекте в момент принятия решения о воздействии. При определении реальной эффективности метода воздействия на современном уровне формационного обеспечения работ необходимо учесть вероятность выпадения осадков без искусственного вмешательства. Так, осадки в опыте 21 следует отнести к естественным, так как они начались ранее, чем реагент реально мог достигнуть уровня поговой температуры.

По теоретическим расчетам Д. Д. Сталевич и Т. С. Учеватной [2], рост частиц осадков на частицах кристаллизующих агентов, введенных непосредственно в зону проявления их дообразующей активности, происходит за 11—12 мин. Учитывая время, необходимое на перенос реагента вверх с уровня нижней границы облака, можно полагать, что осадки в некоторых случаях могли выпадать под влиянием естественных процессов. К этой категории с определенной вероятностью можно отнести:

- результат 20-го опыта, когда осадки начались через 11 мин после воздействия при температуре вершины облака $-16,3^{\circ}\text{C}$;
- результат 22-го опыта, когда осадки начались через 15 мин после воздействия при температуре вершины облака $-15,7^{\circ}\text{C}$ и в районе работ наблюдались осадки из незасеянных облаков.

Осадки в других случаях при больших отрицательных значениях $t - t_{\text{ср}}$ (опыты 23, 26 и 27 с $t - t_{\text{ср}}$, равными соответственно 7, —6, —5 мин) вряд ли можно однозначно относить к естественным, хотя бы потому, что вершины облаков имели температуры от -6 до $-8,5^{\circ}\text{C}$, при которых естественная кристаллизация маловероятна.

С учетом сказанного к естественным можно отнести три случая наблюдавшихся осадков. Тогда эффективность воздействия ставит величину $20/25 = 0,8$. Такая же оценка получится при включении только очевидного случая естественного выпадения осадков (опыта 21).

Результаты натурных опытов по воздействию

№ пп.	Число, месяц	Район работ	Форма облачности	$H_{НГ}$ км	$H_{ВГ}$ км (оценка)	Мощность облака, км (оценка)	Толщина перохлажден. части, км	Уровень изотермы -6°C , км	T_H $^{\circ}\text{C}$
1	22 VII	Новая Ладога	Cu cong	0,5	>3,0	>2,5	—	3,0	8,
2	22 VII	Новая Ладога	Cu cong	0,3	>3,0	>2,7	—	3,0	8,
3	22 VII	Новая Ладога	Cu cong	0,4	>3,5	>3,1	—	3,0	8,
4	25 VII	Череповец	Cu med	0,8	—	—	—	3,8	12,
5	25 VII	Череповец	Cu cong	0,8	—	—	—	3,8	12,
6	25 VII	Череповец	Cu cong	0,8	—	—	—	3,8	12,
7	27 VII	Череповец	Cu cong	0,9	>3,0	>2,1	—	3,6	13,
8	27 VII	Череповец	Cu cong	0,6	>3,0	>2,4	—	3,6	16,
9	28 VII	Южнее Подпорожья	Cu cong	1,2	>3,0	>1,8	—	3,8	11
10	3 VIII	Северо-восточнее Тихвина 40 км	Cu cong	0,8	>3,0	>2,2	—	4,4	17
11	3 VIII	Тихвин	Cu cong	1,2	—	—	—	4,4	14
12	3 VIII	Севернее Тихвина 60 км	Cu cong	1,0	—	—	—	4,4	15
13	4 VIII	Лодейное Поле	Cu cong	0,6	—	—	—	4,2	17
14	9 VIII	Тихвин	Cu cong	0,9	3,5	2,6	1,1	3,4	8
15	12 VIII	Северо-западнее Тихвина 45 км	Cu cong	0,5	3,3	2,8	1,5	2,7	8
16	13 VIII	Восточнее Волхова 20 км	Cu med	0,7	3,2	2,5	1,4	2,8	6
17	13 VIII	Южнее Волхова 30 км	Cu med	0,9	3,4	2,5	1,6	2,8	6
18	14 VIII	Юго-западнее Тихвина 70 км	Cu med	0,6	2,6	2,0	1,3	2,2	5
19	14 VIII	Западнее Шугозера 35 км	Cu med	0,8	3,4	2,5	2,1	2,2	3
20	14 VIII	Тихвин	Cu cong	0,9	3,7	2,8	2,4	2,2	3

на облака с самолета Ан-2 летом 1978 г.

Т _{вг} °С	Максимальная перегрузка, доли g	Время воздействия, ч мин	t мин	Осадки					
				время наблюдения, ч мин	интенсивность	ширина зоны		длина зоны	
						время наблюдения, ч мин	км	время наблюдения, ч мин	км
—	—0,6	12 58	27	13 25	Слабые	13 28	0,2	13 30	2,7
					Умеренные	13 32	2,0	13 34	5,8
—	—0,5	14 30	20	14 50	Слабые	14 52	0,2	14 55	3,0
				14 58	Умеренные	15 00	2,5	15 05	6,5
—	—0,5	15 00	18	15 18	Слабые	15 20	0,5	15 23	1,0
				15 25	Умеренные	15 25	1,5	15 28	2,5
				15 30	Слабые	—	—	—	—
—	—0,5	15 50	—	16 37	Облако развалилось				
—	—0,5	16 37	15	16 52	Слабые	16 54	0,2	16 55	1,0
—	—0,5	17 12	—	17 36	Облако развалилось				
—	—0,5	15 57	—	16 13	Облако развалилось				
—	—1,0	16 50	25	17 15	Сильные				
—	—0,5	15 36	—	15 55	Облако развалилось				
—	—0,7	13 40	18	13 58	Слабые	14 00	1,0	14 05	5,0
—	—0,5	14 39	—	—	—				
	—0,5	15 30	20	15 50	Слабые	Прекратились в 16 00			
	—0,6	15 09	15	15 31	Умеренные	15 35	0,5	15 38	1,5
—6,9	—0,6	17 30	34	18 04	Слабые				
				18 10	Умеренные				
—6,1	—0,8	16 55	21	17 06	Слабые				
				17 20	Умеренные				
—9,7	—0,6	11 43	30	12 13	Слабые	12 14	1,1	12 18	2,7
				12 19	Умеренные	12 21	2,5	12 24	4,0
—9,9	—0,5	18 06	19	18 25	Слабые	—	—	—	—
				18 30	Умеренные	18 33	1,3	18 36	2,9
—8,5	—0,5	14 05	15	14 20	Слабые	—	—	—	—
				14 25	Умеренные	14 35	0,9	14 38	1,4
—14,1	—0,7	16 30	21	16 51	Слабые	17 00	1,5	17 03	2,7
				17 05	Умеренные	17 20	1,1	17 24	1,5
—16,3	—0,8	18 26	11	18 37	Слабые	—	—	—	—

№ зп.	Число, месяц	Район работ	Форма облачности	$H_{НГ}$ км	$H_{ВГ}$ км (оцен- ка)	Мощ- ность облака, км (оцен- ка)	Толщи- на пе- реох- лажден. части, км	Уро- вень изотер- мы -6 °С, км	$T_{НГ}$ °С
21	15 VIII	Северо-вос- точнее Тих- вина 30 км	Cu cong	1,0	3,0	2,0	1,7	2,3	2,6
22	15 VIII	Тихвин	Cu med	1,3	3,8	2,5	2,5	2,3	0,4
23	16 VIII	Белозерск	Cu med	0,9	3,5	2,6	2,0	3,5	6,0
24	21 VIII	Пикалево	Cu cong	1,1	4,2	3,1	2,0	3,4	8,7
25	4 IX	Южнее Сви- рицы 5 км	Cu cong	0,8	4,8	4,0	3,0	2,8	+8,0
26	5 IX	Западнее Тих- вина 7 км	Cu med	0,8	3,4	2,5	1,3	2,9	+8,6
27	7 IX	Западнее Тих- вина 10 км	Cu med	0,8	3,5	2,7	1,3	3,2	+8,0
28	7 IX	Юго-западнее Тихвина 10 км	Cu med	0,8	3,6	2,8	1,4	3,2	+8,4

Дадим краткое описание хода проведения двух опытов.

1. Опыт 15, 12 VIII 1978 г. (см. табл. 1).

Эксперимент проводился в восточной части Ленинградской области. Погода в районе работ определялась тыловой частью циклона. Во второй половине дня развивалась конвективная об-

Т _{вг} °С	Максимальная перегрузка, доли g	Время воздействия, ч мин	t мин	Осадки					
				время наблюдения, ч мин	интенсивность	ширина зоны		длина зоны	
						время наблюдения, ч мин	км	время наблюдения, ч мин	км
-10,5	-0,7	11 15	Естественные осадки	18 41	Умеренные	18 47	0,8	18 49	2,5
						18 56	0,7	18 59	1,5
-15,7	-0,7	16 40	15	Наблюдали осадки во время прохода с подожженными САГаами					
				16 55	Слабые	—	—	—	—
-6,0	-0,8	15 08	12	17 05	Умеренные	17 10	1,4	17 13	3,0
				15 20	Умеренные				
-11,7	-0,9	16 04	17	15 32	Сильные	15 40	1,5	15 44	2,3
				16 21	Отдельные крупные капли				
-18,9	-0,5	17 22	19	16 27	Слабые				
				16 33	Умеренные				
-8,1	-0,8	12 00	13	16 35	Сильные	16 42	1,2	16 46	2,5
				16 40	Радуга				
-7,9	-0,9	12 35	16	17 41	Отдельные крупные капли				
				17 57	Умеренные				
-8,5	-0,8	13 36	14	18 00	Сильные	18 05	1,0	18 08	3,0
				12 13	Отдельные капли				
				12 25	Слабые				
				12 32	Умеренные				
				12 34	Сильные	12 55	2,0	12 58	3,5
				12 50	Радуга				
				12 51	Отдельные крупные капли				
				13 12	Слабые				
				13 50	Слабые	14 03	1,1	14 07	2,7
				14 09	Умеренные				

ачность до 7—8 баллов, в течение дня наблюдалась также облачность среднего яруса 2—4 балла.

В 16 ч 40 мин в 45 км северо-северо-западнее Тихвина для эксперимента выбрано изолированное облако с НГ 500 м. Ориентировочно верхняя граница находилась на высоте около 3300 м.

Горизонтальные размеры основания перед началом опыта были $3,1 \times 1,6$ км.

В течение двух проходов под облаком измерялись геометрические размеры и определялся характер вертикальных токов. Восходящие токи обуславливали максимальные перегрузки самолета до $-0,8 g$. В связи с соответствующими требованиями к геометрическим размерам и наличием развитых восходящих токов под облаком в 16 ч 55 мин был произведен засев с использованием двух изделий САГ. Воздействие производилось при полете на вираже под облаком. Полет в районе обработанного облака продолжался еще в течение около полутора часов с целью проведения контроля результатов.

В 17 ч 06 мин из облака началось выпадение слабых осадков, в 17 ч 12 мин нижняя часть облака начала расчленяться, а в 17 ч 20 мин дождь усилился до умеренного. С 17 ч 30 мин до 17 ч 40 мин наблюдения за зоной осадков проводились при полете вне зоны. Очень хорошо просматривались полосы падения осадков. В 17 ч 40 мин снова вошли в зону осадков с целью определения их интенсивности. Осадки продолжали оставаться умеренными. Наблюдения были прекращены в 18 ч 15 мин, хотя осадки из облака еще продолжались.

2. Опыт 24, 21 VIII 1978 г. (см. табл. 1).

Полет выполнялся над Тихвинским и Бокситогорским районами Ленинградской области. Погода в районе полета характеризовалась развитием внутримассовой конвективной облачности до 7—8 баллов. В районе Пикалево около 16 ч было выбрано изолированное облако с горизонтальными размерами $3,1 \times 2,0$ км. НГ-1100 м, в ВГ ≈ 4200 м. В результате предварительного исследования установлено, что под облаком наблюдаются интенсивные восходящие токи (перегрузки до $-0,8 g$). В 16 ч 04 мин произведено воздействие. Засев проводился при горизонтальном полете по прямой линии в направлении наибольшей проекции основания облака. В 16 ч 10 мин основание облака заметно потемнело и осело на 100—200 м, в 16 ч 21 мин отмечено выпадение отдельных крупных капель, в 16 ч 27 мин начался слабый дождь, который к 16 ч 33 мин усилился до умеренного, а в 16 ч 35 мин стал сильным. С 16 ч 40 мин наблюдения за зоной осадков продолжались при полете вне зоны их выпадения. Кроме полос падения осадков, наблюдалась радуга. В 16 час 50 мин самолет вошел в зону осадков под облаком. Размеры зоны осадков в это время были $2,5 \times 1,2$ км. Интенсивность осадков существенно не изменилась до 17 ч 20 мин, когда наблюдения были прекращены.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Выполнена серия опытов по воздействию на конвективные облака с применением самолетных аэрозольных генераторов приводимых в действие под нижней границей облаков. В 80 % случаев отмечено выпадение осадков из обработанных облаков со средним временем появления, равным 19 мин.

2. Вопрос об определении реальной эффективности метода воздействия в настоящее время нельзя считать решенным окончательно. Одним из возможных путей его решения представляется проведение рандомизированных опытов по воздействию на облака с применением разработанных технических средств.

3. После доработки технических средств и методики воздействия предполагается использовать методику искусственного вызывания осадков с применением легкомоторных самолетов в прикладных народнохозяйственных задачах, важнейшими из которых являются тушение лесных пожаров и орошение сельскохозяйственных угодий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дьяченко Ю. Д. и др. Разработка пиротехнического самолетного аэрозольного генератора кристаллизующих реагентов/Ю. Д. Дьяченко, Г. Д. Кудашкин, А. И. Сидоров, Н. А. Силин, Н. С. Шишкин. — См. наст. сборник.
2. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Теоретическое исследование процесса искусственного осадкообразования применительно к задаче тушения лесных пожаров. — Труды ГГО, 1974, вып. 290, с. 81—93.

*Т. Н. Громова, И. А. Скороденко,
Н. В. Торопова, Т. М. Унгерман*

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ДОЖДЯ И ГРАДА, ВЫПАВШИХ ИЗ ОБЛАКОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ВОЗДЕЙСТВИЙ С ЦЕЛЬЮ ГРАДОЗАЩИТЫ

Воздействия на облака с целью предотвращения градобитий ведутся в течение длительного времени, и масштабы этих работ с каждым годом расширяются. При этом в атмосферу вводится значительное количество льдообразующих реагентов (PbI_2 и AgI), а также веществ, входящих в состав пиротехнических смесей, что несомненно сказывается на величине общей минерализации атмосферных осадков. Изучение химического состава осадков в районе проведения противоголовоградных работ является одним из средств контроля загрязнения окружающей среды.

Начиная с 1976 г. нами проводился систематический сбор атмосферных осадков с целью определения их общего химического состава и исследования содержания иода. Отбирались пробы осадков, выпавших из облаков, подвергнутых воздействию и естественно развивающихся [3]. Эти исследования проводились на защищаемой территории (ЗТ) в районе пос. Баксаны (МССР).

В летние сезоны 1976 и 1977 гг. в районе ЗТ все воздействия с целью предотвращения града были успешными. Однако летом 1978 г., несмотря на противоголовоградную защиту, в трех случаях наблюдалось выпадение града. В эти дни для химического анализа были отобраны пробы дождя, дождя с градом и града.

Определение количества примеси, выпадающей с осадками, может быть полезным для следующих целей:

- 1) получения новой информации о химическом составе жидких и твердых осадков,
- 2) получения дополнительной информации об успешности (или неуспешности) воздействия,
- 3) расширения знаний о процессах, происходящих в естественно развивающихся облаках и облаках, подвергнутых воздействию. Данная работа посвящена исследованию первого из указанных вопросов. В статье приводятся сведения о трех случаях выпадения града в Молдавии (26, 28 июня и 19 июля 1978 г.). Химический анализ проб жидких и твердых осадков включал

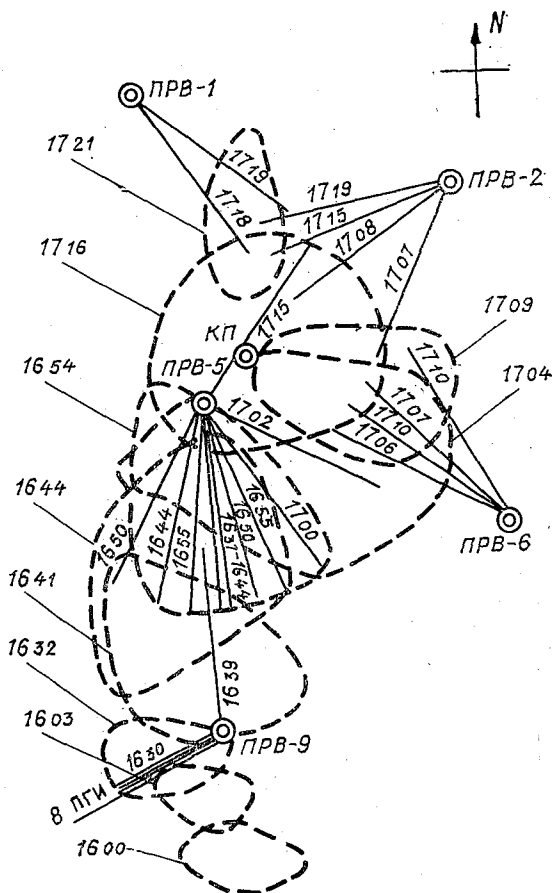


Рис. 1. Схема перемещения крупно-капельного очага градового облака 28 июня 1978 г.

определение концентраций I^- и макрокомпонентов: SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , HCO_3^- , $Na^+ + K^+$, Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ . Более подробно обсуждаются результаты химического анализа осадков, выпавших при воздействии на грозоградовые облака 28 июня 1978 г., так как имеющиеся за этот день материалы наиболее исчерпывающие. Данные химического анализа осадков за 26 июня и 19 июля привлекаются для дополнения и сравнения.

Сбор проб атмосферных осадков сопровождался комплексом наземных наблюдений, включавших: радиолокационные наблюдения за перемещением и эволюцией градоопасных облаков, а также регистрацию молниевой активности с помощью грозо-регистратора малого радиуса действия ПРГ-15. При этом про-

водился стандартный комплекс метеорологических наблюдений. Интенсивность и количество выпавших осадков определялись с помощью плувиографа. Визуально отмечалось время начала и конца выпадения осадков, а также их характер. В период выпадения града 26 и 28 июня был произведен его сбор для изучения форм, размера и химического состава градин. Определялся также химический состав жидких и смешанных осадков. 19 июля производился отбор и анализ только жидких и смешанных осадков.

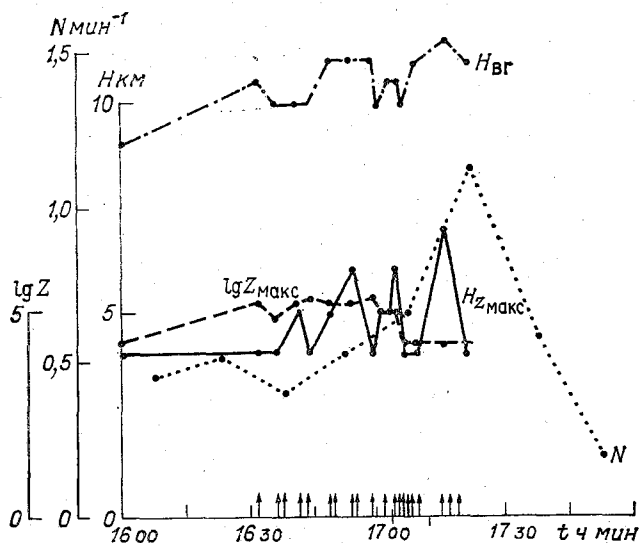


Рис. 2. Изменение со временем числа грозовых разрядов (N) и радиолокационных параметров ($H_{ВГ}$, $H_{Z_{макс}}$, $lg Z_{макс}$) грозового облака 28 июня 1978 г.

Стрелки — моменты воздействия.

Аэросиноптический анализ. Оперативная работа по градозащите производилась по соответствующей методике [2], предусматривающей введение реагента в слой облака, заключенный между высотами изотерм -6 и -10°C . В качестве реагента использовался иодистый свинец (PbI_2), доставка которого осуществлялась противоградовыми изделиями ПГИ-М и «Облако».

Анализ аэросиноптических условий развития грозовых процессов в Молдавии показывает, что в этом районе градоопасные облака возникают главным образом при наличии ложбины циклона [1], а 70 % случаев выпадения града связано с прохождением холодных фронтов [2]. Именно в таких условиях происходило развитие облаков, из которых выпал град 26, 28 июня

и 19 июля 1978 г. Термическая неустойчивость в эти дни была не очень значительна. Разность температур между кривой состояния и кривой стратификации составляла 3—4 °С. Дефициты точки росы в слое 850—500 мбар имели следующие значения: 6—12 °С 26 июня, 2—5 °С 28 июня, 3,5—7 °С 19 июля.

Наиболее интенсивным был градовый процесс 19 июля. В этот день наблюдалось мощное струйное течение со скоростью 140 км/ч, усилившее процесс градообразования. Наличие струйных течений является характерной особенностью катастрофических градовых процессов [1].

Высота уровня конвекции в эти дни была 11—12 км. Нулевая изотерма в дни с градобитиями находилась на высоте 3,3—3,7 км, изотерма —6 °С — на высоте 4,1—4,5 км, изотерма —10 °С — на высоте 4,8—5,2 км.

Описание градового процесса 28 июня 1978 г. В 16 ч в 20 км от командного пункта (КП) по ИКО радиолокационной станции было отмечено возникновение нескольких зон отражения от

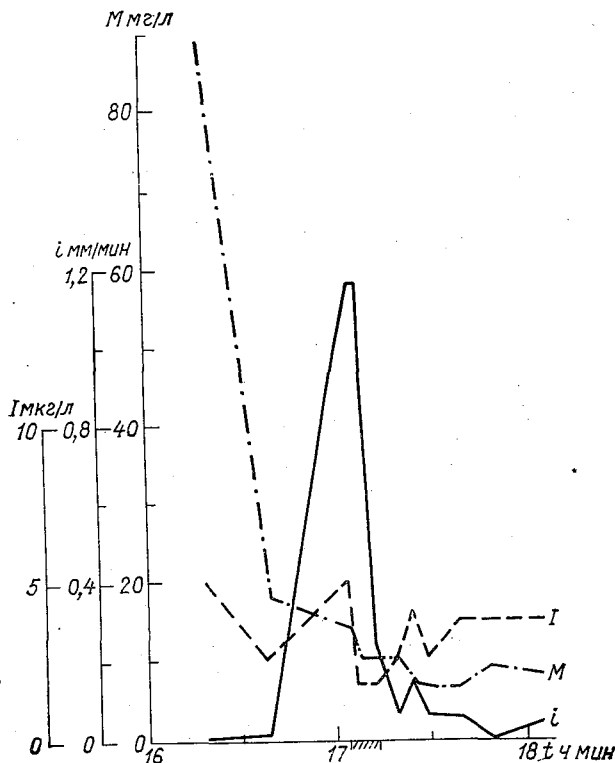


Рис. 3. Изменение со временем интенсивности (i), общей минерализации (M) осадков и концентрации иода (I) в них.

мощных кучевых облаков. В дальнейшем интенсивно развивалась только одна из них. За этим облаком было продолжено радиолокационное наблюдение. Облако двигалось в сторону КП со скоростью около 40 км/ч. На рис. 1 представлена схема перемещения крупнокапельного очага (ККО) этого облака, а на рис. 2 — изменение со временем его радиолокационных параметров и числа грозовых разрядов.

К началу воздействия верхняя граница радиоэха облака ($H_{вг}$) находилась на высоте 10,5 км, логарифм максимальной радиолокационной отражаемости ($\lg Z_{\text{макс}}$) имел значение 5,2, gradoопасность (P) составляла 100 %, интенсивность грозовых разрядов была 0,5 мин⁻¹. С 16 ч 12 мин на КП шел слабый дождь.

Таблица 1

Характеристики градин различных форм

Вид градин	n	Диаметр, мм			Объем растаявших градин, мл	Концентрация иола, мкг/л
		мин.	макс.	ср.		
Эллипсоидальное	12	24	31	26,5	155	<0,5
		14	21	18,3		
		3	16	8,0		
Сплюснутые сферические	61	14	30	17,8	135	<0,5
		5	12	7,0		
Сферические	179	10	23	15,0	230	<0,5

В 16 ч 32 мин было начато воздействие. Ракетами ПГИ-М (восемь штук) на высоте 4,2 км был введен 1 кг PbI_2 . Поскольку облако продолжало развиваться и его gradoопасность по-прежнему оставалась максимальной ($P=100\%$), с 16 ч 39 мин до 17 ч 19 мин в него было введено (в слой 4,4—5,2 км) 22 ракеты «Облако», содержащие 68 кг PbI_2 .

К КП облако приблизилось в 17 ч. В это время его радиолокационные параметры имели следующие значения: $H_{вг}=10$ км, $\lg Z_{\text{макс}}=5$, $P=100\%$. В 17 ч 15 мин электрическая активность облака возросла до $N=0,7$ мин⁻¹. В 17 ч 00 мин начался сильный дождь, а в 17 ч 04 мин — дождь с градом. В течение первых 5 мин интенсивность осадков была равна 69 мм/ч. За весь период выпадения града (17 ч 04 мин — 17 ч 12 мин) средняя интенсивность осадков составляла 51 мм/ч, а их общее количество — 10,1 мм (рис. 3). Дождь продолжался в общей сложности 1 ч 55 мин; за это время выпало 14,9 мм осадков.

Наблюдения за выпавшим градом показали, что распределение его по поверхности земли было неравномерным. Области ско-

ления града площадью 0,5—1 м² чередовались с областями, на которых град практически отсутствовал (4—6 м²). Размеры формы градин существенно различались. В основном наблюдались градины диаметром от 2 до 30 мм. Однако встречались отдельные градины диаметром до 50 мм. При этом на 30—0 мелких градин приходилась одна крупная.

Сразу после окончания выпадения града было собрано более 00 градин с целью определения их размера, формы и химического состава. Градины имели форму эллипсоидов, сфер и сплюснутых сфер. Первые были наиболее крупными. Одна из градин, имеющая форму сплюснутой сферы, была тщательно исследована (рассмотрена и измерена). Результаты ее исследования дают представление о типичном строении градин, выпавших в этот день.

В центре градины прослеживается ядро матового льда диаметром 4 мм. Вокруг него располагается слой прозрачного льда толщиной 12 мм. Этот слой в свою очередь окружен девятью мерзшими между собой ледяными непрозрачными шариками диаметром около 6 мм каждый. В целом диаметр градины равен 42 мм, а толщина— мм.

Число ледяных шариков, кружающих прозрачную асть, у разных собранных градин было различным (6—10).

У эллипсоидальных градин определялись диаметры в двух взаимно перпендикулярных направлениях и толщина, имеющих форму сплюснутой сферы— диаметр и толщина, у сферических— диаметр.

В табл. 1 приведены данные минимального, максимального и среднего значений каждого из указанных размеров для трех групп градин, а также сведения о числе градин каждой формы (n), объеме воды от растаявшего града и концентрации иода в этих пробах. В табл. 2 представлены данные о числе сферических градин каждого размера (n), также процентное содержание градин указанных размеров. Как видно из табл. 2, 84,5 % всех сферических градин имеют диаметр 4—17 мм.

Градины, выпавшие 26 июня и собранные для химического анализа, имели сферическую форму диаметром от 5 до 15 мм.

Результат химического анализа воды твердых и жидких осадков. Химический анализ проб атмосферных осадков проводился по методике, изложенной в [3]. В пробах дождя, выпавшего до начала выпадения града и после его выпадения, а также в пробах дождя с градом и отдельно града определялось содержание

Таблица 2

Спектр размеров сферических градин

Диаметр, мм	Число градин	%
11	21	11,7
14	77	43,1
17	74	41,4
20	4	2,2
23	3	1,6
Сумма	179	100

следующих компонентов: SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , HCO_3^- , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Mg^{2+} , Ca^{2+} , NH_4^+ . Определялось также содержание I^- , общая минерализация M и pH (табл. 3).

Как видно из табл. 3, общая минерализация осадков и концентраций отдельных ионов в период выпадения града меньше, чем до начала его выпадения. При этом следует отметить, что концентрация макрокомпонентов в граде весьма близки по величине к концентрациям их в смешанных осадках (град с дождем).

Изменение со временем общей минерализации осадков (M) и содержания иода (I^-) показано на примере случая выпадения дождя с градом 28 июня 1978 г. (рис. 3). Здесь же приведен

Таблица

Химический состав атмосферных осадков в дни с градом

Время отбора пробы и вид осадков	Концентрация, мг/л									I^- , мкг/л	pH
	M	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	HCO_3^-	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	NH_4^+		

Средние данные за 26, 28 июня и 19 июля 1978 г.

До начала выпадения града	24,3	6,9	1,8	1,2	5,0	7,0	0,4	1,4	0,5	4,3	6,1
В период выпадения града	15,2	4,2	1,8	0,8	4,9	2,9	0,3	1,0	0,1	2,6	6,2
После выпадения града	13,7	4,9	1,0	1,2	2,6	2,8	0,3	0,7	0,2	2,1	5,5

Данные за 28 июня 1978 г.

Град	12,0	5,6	1,3	0,2	1,2	2,6	0,2	0,8	0,0	<0,5	6,0
Град с дождем	10,1	4,8	0,8	0,3	0,9	2,5	0,2	0,5	0,0	2,6	5,5

кривая, характеризующая изменение со временем интенсивности осадков (i). Как видно из рис. 3, характер изменения концентрации иода со временем повторяет ход изменения интенсивности осадков. В период выпадения града наблюдается уменьшение как общей минерализации, так и иода в осадках. При этом в граде иода не обнаружено, а концентрация его в смешанных осадках в среднем в 1,5 раза меньше, чем в дожде. После окончания выпадения града значения M со временем уменьшаются, а концентрация I^- в последующих пробах осадков увеличивается до 4 мкг/л и в течение часа имеет довольно высокое значение (до 3,75 мкг/л), что, по-видимому, связано с присутствием в облаке иодистого свинца, введенного в период воздействий.

Действительно, средняя концентрация иода в осадках, выпавших из грозо-градовых облаков, подвергнутых воздействию летом 1978 г. составляет около 3,4 мкг/л, т. е. в 1,8 раза больше, чем в осадках из грозовых облаков, не подвергнутых воздействию, и в 2,1 раза больше, чем в ливневых осадках (табл. 4).

Наиболее интересным результатом данного исследования, по-видимому, является то, что иода в граде не обнаружено (при чувствительности методики 0,5 мкг/л), хотя 26, 28 июня и 19 июля в облака было введено соответственно 102, 132 и 130 кг иоди-того свинца. При этом среднее содержание иода в жидких осадках составляло 4,9, 3,7 и 2,2 мкг/л.

Следует отметить, что результаты трехлетних исследований содержания иода в осадках, выпавших после воздействий на облака, показывают, что концентрация I^- в пробах грозовых дождей снижается до нулевых значений только после длительного (более 2 ч) выпадения осадков значительной интенсивности (более 3 мм/ч). В рассмотренных нами случаях выпадение града либо почти совпадало с началом выпадения осадков, либо дождь шел достаточно долго, но его интенсивность была незначительна (0,6 мм/ч 28 июня 1978 г.).

В пробах дождя, собранных после окончания выпадения града, средняя концентрация иода 26 июня 1978 г. была равна 5 мкг/л и 28 июня 1978 г. — 4 мкг/л. Таким образом, факт отсутствия иода в граде не может быть ни методической ошибкой, ни случайностью.

Приведенные данные получены для случаев выпадения града разной интенсивности и размера, а следовательно, и разных условий его образования. Кроме того, химическому анализу подвергались градины разного размера и форм. Однако поскольку вывод получен на небольшом материале, необходимы дальнейшие исследования для его подтверждения и анализа причин наблюдаемого эффекта.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1) в период выпадения града общая минерализация, а также концентрация отдельных ионов и иода в смешанных осадках в среднем в 1,5 раза меньше, чем в пробах дождя, выпавшего до начала выпадения града;

2) общий химический состав воды растаявшего града практически совпадает с химическим составом смешанных осадков;

Таблица 4
Концентрация иода в осадках

Осадки	Концентрация иода, мкг/л	Число проб
Без воздействия		
Ливневый дождь	1,6	69
Грозовой дождь	1,9	41
С воздействием		
Грозовой дождь	3,4	64
Дождь с градом	2,6	7
Град	<0,5	4

3) в граде, выпавшем в период воздействий PbI_2 , в трех описанных случаях иода не обнаружено (результат получен для града различных размеров и форм).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайворонский И. И., Диневич Л. А., Хрустицкая И. А. Некоторые результаты исследований градовых процессов. — Труды ЦАО, 1976, вып. 104, с. 24—39.
2. Гайворонский И. И., Серёгин Ю. А. Искусственное воздействие на градовые процессы. Симпозиум по физике облаков. — София: Изд. Болгарской АН, 1969, с. 133—159.
3. Громова Т. Н. и др. О химическом составе осадков из конвективных облаков. — Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 91—97.
4. Громова Т. Н. и др. Исследование содержания иода в атмосферных осадках в районе проведения противогорадовых работ и анализ нескольких случаев градозащиты. Всесоюзная конференция по физике облаков и активным воздействиям на них. Тезисы докладов. — Обнинск, 1979. 150 с.
5. Лассе Г. Ф. Климат Молдавской ССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 373 с.

А. А. Синькевич

К АНАЛИЗУ РАБОТЫ ИК РАДИОМЕТРА ПРИ ИЗМЕРЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ И В ОБЛАКАХ

При измерении температуры воздуха в облаках с самолета помощью контактных чувствительных элементов возникает ряд погрешностей. Эти погрешности связаны с переходом кинетической энергии воздушного потока в тепловую в пограничном слое радиометра, со смачиванием и обледенением датчиков, с изменением температуры в пограничном слое термоприемника вследствие фазовых переходов воды [2].

В последние годы для измерения температуры воздуха стали пользоваться ИК радиометры, работающие на линиях поглощения атмосферных газов. Они позволяют устранить многие недостатки контактных датчиков.

В статье анализируется работа ИК радиометра, работающего в полосе поглощения водяного пара 6,3 мкм.

Измерение температуры воздуха ИК радиометром. На рис. 1 приводится оптическая схема радиометра.

Напряжение сигнала на зажимах приемника излучения при вращении модулятора пропорционально разности потоков, падающих на приемник в те моменты, когда модулятор пропускает поток излучения или когда этот поток перекрыт ламелью. В первом случае на приемник поступает излучение, формируемое в чистой атмосфере водяным паром, а в облаках — водяным паром облачными частицами.

Однако из-за влияния собственного излучения элементов оптического канала (входного окна, линзы, фильтра и т. д.) показания прибора зависят также и от их излучательной способности и температуры [3]. Известно, что для исключения влияния собственного излучения оптики на выходной сигнал следует выносить модулятор на уровень входа измеряемого излучения. Это и реализовано в рассматриваемом радиометре.

Напряжение сигнала на выходе радиометра равно

$$U_{\text{вых}} = S_u k_1 (\Phi - \Phi'), \quad (1)$$

где k_1 — коэффициент передачи электронного тракта радиомет-

ра; S_w — вольтовая чувствительность приемника лучистой энергии; Φ — лучистый поток, воспринимаемый приемником при пропуске модулятором излучения, формируемого исследуемой средой; Φ' — лучистый поток, воспринимаемый приемником при перекрытии потока из исследуемой среды ламелью модулятора.

Учитывая, что за период вращения модулятора температуры и характеристики оптических элементов не меняются, выходное напряжение равно

$$U_{\text{вых}} = S_w k_1 \left(\int_0^{\infty} \Phi_{\lambda, \text{с}} S_{\lambda} d\lambda + \int_0^{\infty} \Phi_{\lambda, \text{ок}} S_{\lambda} d\lambda - \int_0^{\infty} \Phi_{\lambda, \text{м}} S_{\lambda} d\lambda - \int_0^{\infty} \Phi_{\lambda, \text{доп}} S_{\lambda} d\lambda \right), \quad (1)$$

где $\Phi_{\lambda, \text{с}}$, $\Phi_{\lambda, \text{ок}}$, $\Phi_{\lambda, \text{м}}$ — спектральные плотности собственного и

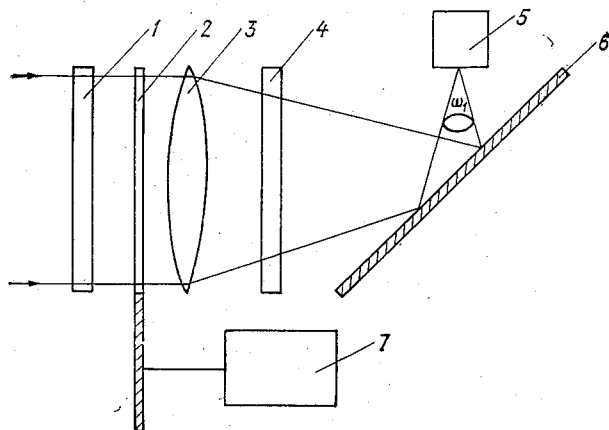


Рис. 1. Оптическая схема радиометра.

1 — входное окно, 2 — модулятор, 3 — линза, 4 — фильтр, 5 — приемник лучистой энергии, 6 — зеркало, 7 — двигатель.

лучения исследуемой среды, входного окна и модулятора, которые поступают на чувствительный слой приемника лучистой энергии; $\Phi_{\lambda, \text{доп}}$ — спектральная плотность излучения, поступающая на чувствительную площадку приемника вследствие дополнительного отражения от модулятора S_{λ} — относительная спектральная чувствительность приемника лучистой энергии.

Величины $\Phi_{\lambda, \text{с}}$, $\Phi_{\lambda, \text{ок}}$, $\Phi_{\lambda, \text{м}}$, $\Phi_{\lambda, \text{доп}}$ могут быть представлены следующим образом:

$$\Phi_{\lambda, \text{с}} = \frac{r(\lambda, T_c)}{\pi} S_{\text{вх}} \omega_1 \tau_{\text{ок}, \lambda} \tau_{\text{л}, \lambda} \tau_{\text{ф}, \lambda} \varphi_{\text{з}, \lambda} \varepsilon_{\text{с}, \lambda}, \quad (2)$$

$$\Phi_{\lambda, \text{ок}} = \frac{r(\lambda, T_{\text{ок}})}{\pi} S_{\text{вх}} \omega_1 \tau_{\text{л}, \lambda} \tau_{\text{ф}, \lambda} \varphi_{\text{з}, \lambda} \varepsilon_{\text{ок}, \lambda}, \quad (4)$$

$$\Phi_{\lambda, \text{м}} = \frac{r(\lambda, T_{\text{м}})}{\pi} S_{\text{вх}} \omega_1 \tau_{\text{л}, \lambda} \tau_{\text{ф}, \lambda} \varphi_{\text{з}, \lambda} \varepsilon_{\text{м}, \lambda}, \quad (5)$$

$$\Phi_{\lambda, \text{дон}} = \frac{r(\lambda, T_{\text{п}})}{\pi} S_{\text{вх}} \omega_1 \tau_{\text{л}, \lambda} \tau_{\text{ф}, \lambda} \varphi_{\text{з}, \lambda} \varphi_{\text{м}, \lambda} \varepsilon_{\text{п}, \lambda}, \quad (6)$$

де $S_{\text{вх}}$ — площадь линзы, ω_1 — угол поля зрения прибора, $r(\lambda, T_{\text{с}})$, $(\lambda, T_{\text{м}})$, $r(\lambda, T_{\text{ок}})$, $r(\lambda, T_{\text{п}})$ — спектральные плотности энергетической светимости абсолютно черных тел при температуре исследуемой среды $T_{\text{с}}$, модулятора $T_{\text{м}}$, окна $T_{\text{ок}}$, внутренней полости прибора $T_{\text{п}}$; $\varphi_{\text{з}, \lambda}$, $\varphi_{\text{м}, \lambda}$ — спектральные коэффициенты отражения зеркала и модулятора; $\tau_{\text{ок}, \lambda}$, $\tau_{\text{л}, \lambda}$, $\tau_{\text{ф}, \lambda}$ — спектральные коэффициенты пропускания входного окна, линзы и фильтра; $\varepsilon_{\text{с}, \lambda}$, $\varepsilon_{\text{м}, \lambda}$, $\varepsilon_{\text{ок}, \lambda}$, $\varepsilon_{\text{п}, \lambda}$ — излучательные способности исследуемой среды, модулятора окна и внутренней полости прибора.

Формула (2) получена при следующем допущении: температура всех элементов оптической головки одинакова. Поскольку используется узкополосный фильтр, в пределах эффективной полосы пропускания справедливы соотношения: $\tau_{\text{ок}, \lambda} = \tau_{\text{ок}}$, $\tau_{\text{л}, \lambda} = \tau_{\text{л}}$, $\varphi_{\text{з}, \lambda} = \varphi_{\text{з}}$, $\varphi_{\text{м}, \lambda} = \varphi_{\text{м}}$, $S_{\lambda} = S$, $\varepsilon_{\text{м}, \lambda} = \varepsilon_{\text{м}}$, $\varepsilon_{\text{ок}, \lambda} = \varepsilon_{\text{ок}}$, $\varepsilon_{\text{п}, \lambda} = \varepsilon_{\text{п}}$.

При работе прибора на линии поглощения водяного пара центром 6,3 мкм излучательная способность $\varepsilon_{\text{с}, \lambda} = 1$. Таким образом, напряжение сигнала зависит от температуры исследуемой среды, а также от температуры модулятора, входного окна и внутренней полости:

$$U_{\text{вх}} = \frac{S u k_1}{\pi} S_{\text{вх}} \omega_1 \tau_{\text{л}} \varphi_{\text{з}} S \left\{ \tau_{\text{ок}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{с}}) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda - \right. \\ \left. - \left[\varepsilon_{\text{м}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{м}}) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda - \varepsilon_{\text{ок}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{ок}}) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda + \right. \right. \\ \left. \left. + \varphi_{\text{м}} \varepsilon_{\text{п}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{п}}) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda \right] \right\}. \quad (7)$$

Введем обозначение:

$$\int_0^{\infty} r(\lambda, T) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda = A(T). \quad (8)$$

На рис. 2 приведен спектральный коэффициент пропускания фильтра.

Спектральная плотность энергетической светимости абсолютно черного тела является табулированной функцией [1]. Выполнив численное интегрирование по λ , получаем зависимость $A = f(T)$ (рис. 3). Эту зависимость можно представить кусочно-линейной функцией $A(T) = k_2(T) T$.

Из формул (7) и (8) следует вывод о том, что чувствительность прибора зависит от измеряемой температуры. Действительно, если полагать, что температуры модулятора, окна и полости радиометра не зависят от измеряемой температуры, то чувствительность определяется из выражения

$$\frac{dU_{\text{ВЫХ}}}{dT} = k_3 \frac{dA(T)}{dT}, \quad (9)$$

где

$$k_3 = \frac{S_u k_1}{\pi} S_{\text{ВХ}} \omega_1 \tau_d \varphi_3 S \tau_{\text{ОК}}. \quad (10)$$

С ростом измеряемой температуры чувствительность радиометра возрастает. Так, например, прибор имеет в 2 раза большую

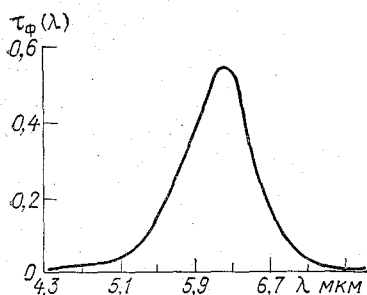


Рис. 2. Спектральный коэффициент пропускания фильтра.

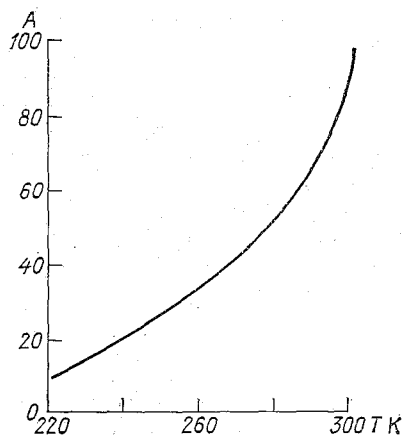


Рис. 3. Зависимость $A=f(T)$.

чувствительность при измерении температуры, близкой к 273 К по сравнению с чувствительностью при температуре 250 К.

При малых изменениях температуры $|\Delta T_c| < 10$ К справедливо равенство

$$T_c = \frac{1}{k_2 \tau_{\text{ОК}}} \left[\frac{U_{\text{ВЫХ}} \pi}{S_u k_1 S_{\text{ВХ}} \omega_1 \tau_d \varphi_3 S} + \varepsilon_m \int_0^{\infty} r(\lambda, T_m) \tau_{\phi, \lambda} d\lambda - \varepsilon_{\text{ОК}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{ОК}}) \tau_{\phi, \lambda} d\lambda + \varphi_m \varepsilon_{\Pi} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\Pi}) \tau_{\phi, \lambda} d\lambda \right]. \quad (11)$$

Из теории оптико-электронных приборов известно, что для получения высокой точности измерений необходимо производить калибровку радиометров по эталонным излучателям — черным те-

лам с известной температурой. Если имеются два эталонных излучателя с температурами T_1 и T_2 , близкими к T_c , а излучательные способности $\varepsilon_{\lambda 1} = \varepsilon_{\lambda 2} = \varepsilon$ в пределах эффективной полосы пропускания фильтра, то получим

$$\varepsilon T_1 = \frac{1}{k_2 \tau_{ок}} \left[\frac{U_{\text{вых } 1} \pi}{S_{\text{и}} k_1 S_{\text{вх}} \omega_1 \tau_{\text{л}} \varphi_3 S} + \varepsilon_{\text{м}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{м}}) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda - \right. \\ \left. - \varepsilon_{\text{ок}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{ок}}) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda + \varphi_{\text{м}} \varepsilon_{\text{п}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{п}}) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda \right], \quad (12)$$

$$\varepsilon T_2 = \frac{1}{k_2 \tau_{ок}} \left[\frac{U_{\text{вых } 2} \pi}{S_{\text{и}} k_1 S_{\text{вх}} \omega_1 \tau_{\text{л}} \varphi_3 S} + \varepsilon_{\text{м}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{м}}) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda - \right. \\ \left. - \varepsilon_{\text{ок}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{ок}}) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda + \varphi_{\text{м}} \varepsilon_{\text{п}} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\text{п}}) \tau_{\text{ф}, \lambda} d\lambda \right]. \quad (13)$$

Следовательно, учитывая соотношения (11)–(13), температуру исследуемой среды можно определять по формуле

$$T_c = \frac{U_{\text{вых}} - U_{\text{вых } 2}}{U_{\text{вых } 1} - U_{\text{вых } 2}} (T_1 - T_2) \varepsilon + \varepsilon T_2. \quad (14)$$

При выводе формулы (14) было сделано допущение, что за время измерения и калибровки температуры $T_{\text{м}}$, $T_{\text{ок}}$ и $T_{\text{п}}$ остаются постоянными.

Погрешности измерения температуры. Абсолютная систематическая погрешность в определении температуры радиометром S_{T_c} определяется, согласно выражению (14), следующим образом:

$$S_{T_c} = \frac{\partial T_c}{\partial U_{\text{вых}}} S_{U_{\text{вых}}} + \frac{\partial T_c}{\partial U_{\text{вых } 1}} S_{U_{\text{вых } 1}} + \frac{\partial T_c}{\partial U_{\text{вых } 2}} S_{U_{\text{вых } 2}} + \\ + \frac{\partial T_c}{\partial T_1} S_{T_1} + \frac{\partial T_c}{\partial T_2} S_{T_2} + \frac{\partial T_c}{\partial \varepsilon} S_{\varepsilon}. \quad (15)$$

Можно допустить, что абсолютные величины систематических погрешностей при определении выходных напряжений $U_{\text{вых}}$, $U_{\text{вых } 1}$, $U_{\text{вых } 2}$, равны между собой, т. е. $S_{U_{\text{вых } 1}} = S_{U_{\text{вых } 2}} = S_{U_{\text{вых}}}$. Также равны и систематические погрешности в определении температуры черного тела, т. е. $S_{T_1} = S_{T_2} = S_T$. Отсюда

$$S_{T_c} = S_T \varepsilon + \frac{T_c}{\varepsilon} S_{\varepsilon}, \quad (16)$$

где S_{ε} — систематическая погрешность в определении излучательной способности черного тела. Аналогично определяется

абсолютная средняя квадратическая случайная погрешность

$$\sigma_{T_c} = \sqrt{\left(\frac{\partial T_c}{\partial U_{\text{ВЫХ}}}\right)^2 \sigma_{U_{\text{ВЫХ}}}^2 + \left(\frac{\partial T_c}{\partial U_{\text{ВЫХ}1}}\right)^2 \sigma_{U_{\text{ВЫХ}1}}^2 + \left(\frac{\partial T_c}{\partial U_{\text{ВЫХ}2}}\right)^2 \sigma_{U_{\text{ВЫХ}2}}^2 + \left(\frac{\partial T_c}{\partial T_1}\right)^2 \sigma_{T_1}^2 + \left(\frac{\partial T_c}{\partial T_2}\right)^2 \sigma_{T_2}^2 + \left(\frac{\partial T_c}{\partial \varepsilon}\right)^2 \sigma_{\varepsilon}^2} \quad (17)$$

Полагая, что $\sigma_{U_{\text{ВЫХ}1}} = \sigma_{U_{\text{ВЫХ}2}} = \sigma_{U_{\text{ВЫХ}}} = \sigma_U$, $\sigma_{T_1} = \sigma_{T_2} = \sigma_T$, $\sigma_{\varepsilon} = 0$, получаем

$$\sigma_{T_c} = \sqrt{\frac{\sigma_U^2 \varepsilon^2 (T_1 - T_2)^2}{(U_{\text{ВЫХ}1} - U_{\text{ВЫХ}2})^4} [(U_{\text{ВЫХ}} - U_{\text{ВЫХ}2})^2 + (U_{\text{ВЫХ}} - U_{\text{ВЫХ}1})^2 + (U_{\text{ВЫХ}1} - U_{\text{ВЫХ}2})^2] + \sigma_T^2 \varepsilon^2 \frac{(U_{\text{ВЫХ}} - U_{\text{ВЫХ}2})^2 + (U_{\text{ВЫХ}} - U_{\text{ВЫХ}1})^2}{(U_{\text{ВЫХ}1} - U_{\text{ВЫХ}2})^2}} \quad (18)$$

где σ_i — абсолютная средняя квадратическая случайная погрешность определения i -го параметра. С помощью выражений (16)

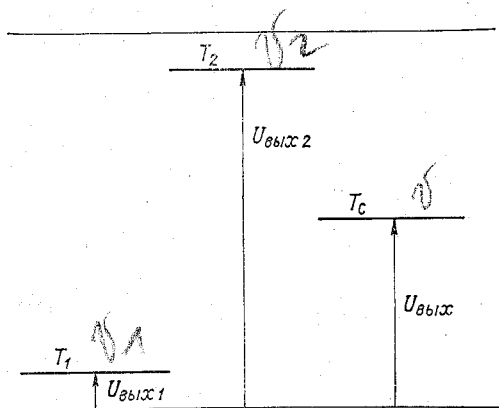


Рис. 4. Схема регистрации результатов измерений.

и (18) можно оценить погрешность измерения температуры. Выходной сигнал радиометра записывается на ленте самописца. Условная схема регистрации представлена на рис. 4. Уровни напряжения $U_{\text{ВЫХ}1}$ и $U_{\text{ВЫХ}2}$ соответствуют выходному сигналу прибора при измерении температуры калибровочных излучателей (T_1 и T_2). Уровень $U_{\text{ВЫХ}}$ соответствует измеряемой температуре T_c . Для численной оценки величин погрешностей принимаем значения параметров, входящих в формулы (16) и (18), равными: $U_{\text{ВЫХ}1} - U_{\text{ВЫХ}2} = 100$ мм, $U_{\text{ВЫХ}} - U_{\text{ВЫХ}2} = 50$ мм, $T_1 - T_2 = 10^\circ \text{C}$, $S_T = \pm 0,1^\circ \text{C}$, $\sigma_T = 0,1^\circ \text{C}$, $\sigma_U = 2$ мм, $\varepsilon = 0,95$, $S_{\varepsilon} = \pm 0,005$, $T_c = 273$ К.

Принятые значения соответствуют реальным значениям параметров радиометра и калибровочных излучателей. В этом случае получаем

$$|S_{T_c}| \leq 1,5^\circ \text{C}, \quad \sigma_{T_c} = 0,07^\circ \text{C}.$$

Основной вклад в систематическую погрешность вносит погрешность, связанная с неточностью определения излучательной способности калибровочных излучателей.

Дополнительные погрешности появляются при отклонении условий эксплуатации от нормальных. Важнейшей из них является температурная погрешность. Она возникает вследствие изменения параметров прибора под влиянием температуры. При изменении температуры меняются величины интегралов: $\varepsilon_m \int_0^{\infty} r(\lambda, T_m)$

$$\tau_{\Phi, \lambda} d\lambda, Y_m \varepsilon_{\Pi} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\Pi}) \tau_{\Phi, \lambda} d\lambda, \varepsilon_{OK} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{OK}) \tau_{\Phi, \lambda} d\lambda.$$

В результате вычисленная по формуле (14) температура будет отличаться от истинной. Полагая, что температурный градиент внутри полости прибора мал, т. е. $T_m \approx T_{\Pi} \approx T_{OK}$, и поскольку $\varphi < 0,05$, а $\varepsilon_{OK} < 0,06$, получаем:

$$\varepsilon_m \int_0^{\infty} r(\lambda, T_m) \tau_{\Phi, \lambda} d\lambda \gg \varphi_m \varepsilon_{\Pi} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{\Pi}) \tau_{\Phi, \lambda} d\lambda, \quad (19)$$

$$\varepsilon_m \int_0^{\infty} r(\lambda, T_m) \tau_{\Phi, \lambda} d\lambda \gg \varepsilon_{OK} \int_0^{\infty} r(\lambda, T_{OK}) \tau_{\Phi, \lambda} d\lambda. \quad (20)$$

Учитывая, что радиометр пассивно термостатирован, и, полагая, что за время градуировки температура внутри полости при-

Таблица 1

Значения коэффициента k_5 как функции T_c и T_m

T_m К	T_c К						
	220	240	260	270	280	290	300
270	5,65	2,58	1,37	1	0,69	0,59	0,47
280	8,10	3,73	1,98	1,45	1	0,86	0,68
290	9,47	4,33	2,30	1,67	1,16	1	0,79
300	11,90	5,44	2,89	2,11	1,45	1,26	1

бора остается постоянной, а ее изменение за время измерения не превышает 10°C , можно полагать, что интеграл

$$\varepsilon_m \int_0^{\infty} r(\lambda, T_m) \tau_{\Phi, \lambda} d\lambda = \varepsilon_m k_4 T_{\text{мод}}, \quad (21)$$

а погрешность за счет изменения температур модулятора равна:

$$S_{T_m} = k_5 (T'_m - T_m), \quad (22)$$

где T'_m — температура модулятора через некоторый промежуток времени после градуировки. При этом

$$k_5 = \varepsilon_m \frac{k_4}{k_2} = \frac{A(T_m)}{T_m} \frac{T_c}{A(T_c)}. \quad (23)$$

Вычисленные значения коэффициента k_5 для различных температур T_c и T_m приведены в табл. 1.

При неблагоприятных условиях измерений — высокой температуре модулятора и низкой температуре исследуемой среды — погрешность за счет изменения температуры модулятора может оказаться весьма существенной. Для исключения этой погрешности необходимо либо термостатировать прибор, обеспечивая высокую стабильность температуры (активное термостатирование), либо применять пассивное термостатирование и измерять величину S_{T_m} или часто проводить градуировку радиометра.

Схема прибора выполнена таким образом, что наряду с пассивным термостатированием осуществляется измерение T_m . Значение коэффициента k_5 определяется по дополнительной градуировке по калибровочному излучателю с температурой T_4 :

$$\varepsilon T_4 = \frac{U_{\text{ВЫХ } 4} - U_{\text{ВЫХ } 2}}{U_{\text{ВЫХ } 1} - U_{\text{ВЫХ } 2}} (T_1 - T_2) \varepsilon + \varepsilon T_2 + k_5 (T'_m - T_m), \quad (24)$$

отсюда

$$k_5 = \frac{\varepsilon}{T'_m - T_m} \left[T_4 - \frac{U_{\text{ВЫХ } 4} - U_{\text{ВЫХ } 2}}{U_{\text{ВЫХ } 1} - U_{\text{ВЫХ } 2}} (T_1 - T_2) + T_2 \right]. \quad (25)$$

Результат измерения температуры может быть представлен следующим образом:

$$T_c = \frac{U_{\text{ВЫХ}} - U_{\text{ВЫХ } 2}}{U_{\text{ВЫХ } 1} - U_{\text{ВЫХ } 2}} (T_1 - T_2) \varepsilon + \varepsilon T_2 - S_T \varepsilon - \\ - \frac{T_c}{\varepsilon} S_\varepsilon - k_5 (T'_m - T_m) \pm Z \sigma_{T_c}, \quad (26)$$

где Z — коэффициент, определяющий доверительный интервал при заданной вероятности определения.

Определение температурных пульсаций. В физике облаков зачастую наиболее важным параметром является не абсолютное значение измеряемой температуры, а отклонения температуры от некоторого среднего уровня (температурные пульсации).

Чувствительность ИК радиометра к изменениям температуры может быть представлена в следующем виде:

$$I = \frac{dU_{\text{ВЫХ}}}{dT_c} = \frac{U_{\text{ВЫХ } 1} - U_{\text{ВЫХ } 2}}{(T_1 - T_2) \cdot \varepsilon}. \quad (27)$$

Систематическая погрешность в определении чувствительности определяется формулой

$$S_I = \frac{\partial I}{\partial U_{\text{ВЫХ } 1}} S_{U_{\text{ВЫХ } 1}} + \frac{\partial I}{\partial U_{\text{ВЫХ } 2}} S_{U_{\text{ВЫХ } 2}} + \\ + \frac{\partial I}{\partial T_1} S_{T_1} + \frac{\partial I}{\partial T_2} S_{T_2} + \frac{\partial I}{\partial \varepsilon} S_\varepsilon. \quad (28)$$

Полагая, что $S_{U_{\text{ВЫХ } 1}} = S_{U_{\text{ВЫХ } 2}} = S_{U_{\text{ВЫХ}}}$ и $S_{T_1} = S_{T_2} = S_T$, получаем

$$S_I = - \frac{U_{\text{ВЫХ } 1} - U_{\text{ВЫХ } 2}}{(T_1 - T_2)\varepsilon^2} S_\varepsilon. \quad (29)$$

Случайная средняя квадратическая погрешность при измерении чувствительности находится из соотношения

$$\sigma_I = \sqrt{\left(\frac{\partial I}{\partial U_{\text{ВЫХ } 1}}\right)^2 \sigma_{U_{\text{ВЫХ } 1}}^2 + \left(\frac{\partial I}{\partial U_{\text{ВЫХ } 2}}\right)^2 \sigma_{U_{\text{ВЫХ } 2}}^2 + \left(\frac{\partial I}{\partial T_1}\right)^2 \sigma_{T_1}^2 + \left(\frac{\partial I}{\partial T_2}\right)^2 \sigma_{T_2}^2 + \left(\frac{\partial I}{\partial \varepsilon}\right)^2 \sigma_\varepsilon^2}. \quad (30)$$

Принимаем $\sigma_{U_{\text{ВЫХ } 1}} = \sigma_{U_{\text{ВЫХ } 2}} = \sigma_U$, $\sigma_{T_1} = \sigma_{T_2} = \sigma_T$, $\sigma_\varepsilon = 0$,

$$\sigma_I = \sqrt{\sigma_U^2 \frac{2}{(T_1 - T_2)^2} + \sigma_T^2 \frac{2(U_{\text{ВЫХ } 1} - U_{\text{ВЫХ } 2})^2}{(T_1 - T_2)^4}}. \quad (31)$$

Численная оценка величин погрешностей составляет

$$\sigma_I = 0,3 \text{ мм/К} \text{ и } |S_I| \leq 0,05 \text{ мм/К}.$$

Таким образом, возможно обеспечить высокую точность при измерении температурных пульсаций.

В заключение следует отметить:

1) в описанном радиометре зависимость выходного напряжения от измеряемой температуры может быть представлена в виде линейной функции при небольших изменениях измеряемой температуры (в пределах $\pm 5^\circ\text{C}$);

2) систематическая погрешность определения температуры радиометром зависит в основном от погрешности в определении излучательной способности черных тел;

3) при измерениях температуры необходимо контролировать температуру модулятора, поскольку ее изменения при неблагоприятных условиях оказывают более существенное влияние на выходной сигнал, чем изменения самой измеряемой температуры;

4) наиболее целесообразно использовать радиометр при измерениях температурных пульсаций, так как в этом случае прибор обеспечивает большую точность по сравнению с измерением абсолютных температур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брамсон М. А. Справочные таблицы по инфракрасному излучению нагретых тел. — М.: Наука, 1964, с. 86—193.
2. Калиновский А. В., Пинус Н. З. Аэрология. — Л.: Гидрометеиздат, 1961, с. 115—130.
3. Черненко А. П. Общий анализ оптико-электронного радиометра для дистанционного измерения параметров подстилающей поверхности. — Труды ГГО, 1973, вып. 317, с. 96—104.

А. А. Синькевич

К ВОПРОСУ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ В МОЩНЫХ КУЧЕВЫХ ОБЛАКАХ, ПЕРЕХОДЯЩИХ В КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫЕ

К настоящему времени в литературе приведено мало сведений о распределении температуры воздуха вблизи Сб и особенно внутри них. Это связано с опасностью захода самолетов в Сб, а также с трудностями интерпретации данных измерений из-за смачивания или обледенения термоприемников [1, 4, 6].

Установлено, что внутри облака в стадии его роста преобладают восходящие потоки, в которых температура выше, чем в окружающем воздухе. В стадии диссипации преобладают нисходящие течения, усиливаются процессы испарения, что приводит к понижению температуры внутри облака [2, 5].

В настоящей статье проанализированы результаты детальных измерений температуры в конвективном облаке и его окрестности 24 сентября 1978 г., полученные с помощью ИК радиометра, работающего в полосе поглощения водяного пара 6,3 мкм, и установленного на борту самолета Ил-14. Погрешность измерения температуры составляет примерно 0,1°C, постоянная времени прибора равна 0,5 с. Анализ работы ИК радиометра приведен в статье [3]. 33

Методика исследований и результаты наблюдений. 24 сентября 1978 г. полет проходил в районе г. Сланцы Ленинградской области. Погода в этот день была обусловлена малоградиентным полем пониженного давления. В период полета отмечен переход исследуемого облака из стадии Си сопг в Сб. Самолетом было совершено в общей сложности 26 проходов над облаком, внутри него и под ним.

Данные исследований приведены в табл. 1, где указаны характеристики проходов, а также средняя разница температур между облаком и окружающей средой на соответствующем уровне (ΔT), максимальное положительное (T^+) и отрицательное (T^-) значения температуры воздуха на уровне полета относительно средней температуры на данной высоте.

На рис. 1 приведены высотно-временной график полета и высотный ход температуры, построенные по данным аэрологического зондирования.

В момент начала наблюдений (10 ч 5 мин) нижняя граница *Сu cong* находилась на высоте 500 м над ур. м. (температура $0,5^{\circ}\text{C}$) и верхняя — на высоте 2250 м (температура $-12,1^{\circ}\text{C}$). Был отмечен рост облака и зафиксирована глория на верхней его границе, что свидетельствует о капельном строении облака.

С 10 ч 45 мин до 11 ч 25 мин были совершены проходы над облаком и через верхнюю его треть (проходы 1—6).

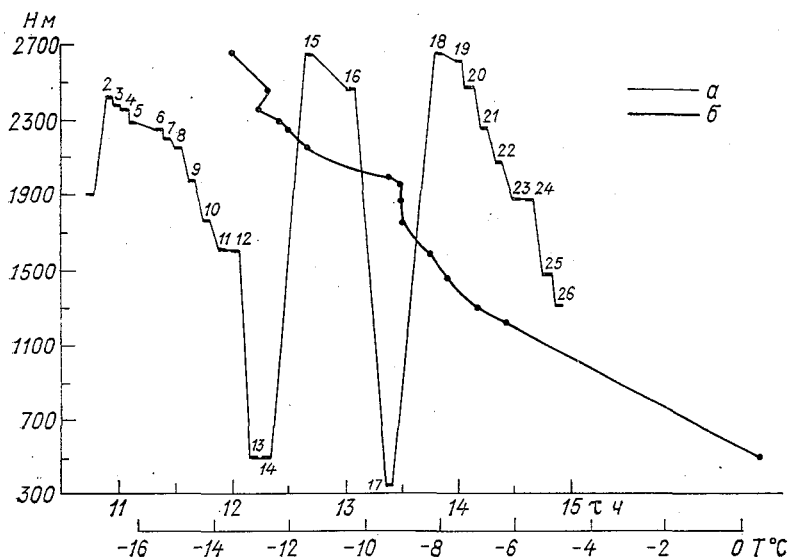


Рис. 1. Схема полета 24 сентября 1978 г.

a — высотно-временной график полета (цифрами указаны номера проходов),
b — высотный ход температуры.

Во время 4-го прохода (11 ч 05 мин) отмечено небольшое оседание вершины (на 50—75 м), но уже к проходу 6 (11 ч 19 мин) облако снова выросло.

В 11 ч 25 мин в предвершинной части облака с помощью заборника кристаллов зафиксировано появление кристаллической фазы. Наблюдалось растекание вершины. В это время температура облака при проходе через его вершину (проход 7) оказалась выше температуры окружающего воздуха в среднем на $1,1^{\circ}\text{C}$ (максимальное превышение составило $1,6^{\circ}\text{C}$).

В 11 ч 38 мин (проход 9) из общего основания облака отмечен рост новой вершины. Самолет пересек основное облако в верхней трети, а растущую часть — в ее вершине. Температура

Данные наблюдений 24 сентября 1978 г.

Проход	Время начала прохода, ч мин	Высота похода, м	Курс, градусы	Высота, м.		Т на уровне похода, °С	Максимальная влажность, г/м³	ΔТ °С	Т- °С	Т+ °С	Примечание
				НГ	ВГ						
1	10 45	1900	150	500	2230	-9,1	—	0,9	—	1,5	Проход через верхнюю часть облака. На верхней границе gloria
2	10 55	2430	330	—	2270	-12,5	—	0,5	—	0,6	Проход над облаком. Облако в стадии развития
3	10 59	2380	155	—	2270	-12,8	—	0,3	—	0,4	Проход над облаком. Облако без изме- нений
4	11 05	2350	140	—	2200	-12,2	—	0,1	—	0,4	Проход над облаком. Верхняя граница оседает
6	11 19	2250	140	—	2250	-12,0	—	0,5	—	1	Проход по верхней границе. Облако несколько выросло
7	11 25	2200	320	—	2250	-11,7	—	1,1	—	1,6	Проход через вершину, отмечено появ- ление кристаллической фазы
8	11 31	2150	140	—	—	-11,5	1,30	1,0	—	1,5	Проход через предвершинную часть. Подтверждено наличие кристалличе- ской фазы
9	11 38	1970	320	—	—	-9,0	0,39	0,8	—	2,1	Проход через облако. Из общего осно- вания растет новая вершина

12	12 01	1600	130	—	—	—8,1	0,34	0,2	—	0,6	Проход через облако
14	12 18	500	130	500	—	0,5	—	—0,2	0,4	0	Проход по нижней границе. Из облака выпадает слабый снег
15	12 40	2750	330	—	2100	—13,5	—	0	0,2	0,2	Проход над облаком. На верхней границе просматривается ложное солнце
16	13 03	2470	140	680	—	—13,0	—	0,3	0,2	0,7	Проход над облаком
18	13 48	2750	140	—	2700	—13,5	—	—0,1	0,5	0,3	Полет над грядой облаков
19	13 59	2700	330	—	2700	—13,7	—	—0,3	0,5	0	Полет над грядой облаков
20	14 05	2470	140	—	—	—12,8	0,38	1	0,1	1,7	Проход через гряду. Все облака имеют кристаллическую фазу
22	14 20	2070	130	—	—	—10,8	1,60	0,3	0,2	1,1	Проход через гряду. Гряда не сплошная. Местами видна земля.
24	14 37	1870	130	—	—	—9,8	0,38	0	0,2	0,3	Проход через среднюю часть гряды
25	14 45	1470	330	1470	—	—7,8	—	0	0,3	0,5	Проход по нижней границе. Облака разрушаются, идет слабый снег
26	14 51	1300	30	—	—	—7,0	—	0	0,2	0,4	Проход под нижней границей облаков. Роста новых вершин не наблюдается

растущей части в среднем равна температуре основного облака на уровне прохода, однако здесь было зафиксировано экстремальное для всех проходов превышение температуры относительно окружающего воздуха, равное $2,1^{\circ}\text{C}$.

В 12 ч 18 мин осуществлен спуск под нижнюю границу. Отмечено выпадение снега. В 12 ч 34 мин самолет вновь поднялся на верхнюю границу, где отчетливо просматривалось «нижнее солнце». В 13 ч 23 мин вновь произведен спуск под нижнюю границу облака. Выпадение снега продолжалось. Нижняя граница поднялась почти на 200 м, что, видимо, связано с вымыванием облака осадками.

В 13 ч 48 мин после 3-го подъема в районе исследуемого С зафиксировано образование в его окрестности группы облаков слившихся в одну грядку. Верхняя граница находилась на высоте 2470 м. При всех последующих пересечениях отмечено наличие кристаллической фазы в облаках. Нижняя граница продолжала подниматься вследствие вымывания облака и в 14 ч 45 мин находилась уже на высоте 1470 м. В это время происходил интенсивный распад облаков.

Анализ результатов измерений. Анализ данных, помещенных в таблице, показывает, что во время проходов над верхней границей облака (на расстоянии до 300 м) $\Delta T > 0$, при этом средний перегрев оказался наибольшим ($0,5^{\circ}\text{C}$) на проходе 2, когда отмечался подъем вершины. В момент оседания вершины средний перегрев (проход 4) стал наименьшим ($+0,1^{\circ}\text{C}$). Во время проходов над интенсивно разрушающейся грядкой облаков (проходы 18 и 19) $\Delta T < 0$, что связано с большими потерями тепла на испарение.

При исследовании верхней трети облака оказалось, что перегрев здесь достигает наибольшего значения по сравнению с остальными частями облака. Максимальное значение $\Delta T = 1,1^{\circ}$ было зафиксировано при проходе 7 через предвершинную часть облака. Наличие такого сильного перегрева связано с интенсивными фазовыми переходами в верхней части облака. В это время было отмечено начало кристаллизации вершины, но не наблюдалось изменения уровня верхней границы облака, что указывает на отсутствие восходящих движений.

Как отмечалось выше, в районе бурно растущей вершины было зафиксировано экстремальное для всех проходов превышение температуры относительно окружающего воздуха, равное $2,1^{\circ}$ (проход 9).

В средней части облака перегрев ΔT близок к 0. Под облаком и на нижней границе он также близок к 0, причем во время 14-го прохода он даже принимал отрицательное значение. Причиной нулевого или отрицательного значения ΔT является преобладание процессов испарения над процессами конденсации, что характерно для стадии диссипации.

Следует отметить, что на мезомасштабные возмущения температуры накладываются локальные возмущения, причем горизон

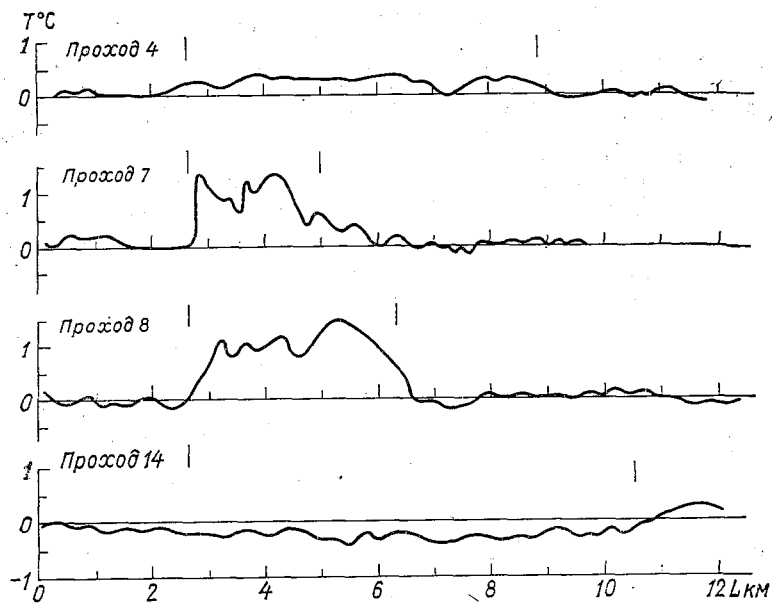


Рис. 2. Распределение температуры, зарегистрированное во время проходов 4, 7, 8 и 14.

Вертикальные штрихи — визуальные границы облака.

альный градиент температуры может быть довольно высоким. Так, во время 9-го прохода отмечено изменение температуры в облаке, равное $1,9^{\circ}\text{C}$ на расстоянии 500 м.

На рис. 2 в качестве примера приведено распределение температуры над облаком, в облаке и под облаком для разных стадий его жизни.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1) наиболее сильные отклонения температуры облака от окружающего воздуха отмечены для верхней трети его;

2) максимальное значение возмущения температуры было зарегистрировано в растущей части облака и составило $2,1^{\circ}\text{C}$, а максимальный средний перегрев, равный $1,1^{\circ}\text{C}$, зафиксирован в предвершинной части облака, где начался процесс кристаллизации;

3) в период роста облака, над ним (на расстоянии до 300 м) наблюдалась «теплая» зона с максимальным средним перегревом, равным $0,5^{\circ}\text{C}$;

4) средняя и нижняя части Сб были исследованы в период зрелой стадии и стадии диссипации, при этом возмущения температуры оказались близкими к нулю;

5) в приведенных результатах измерений температуры отсутствуют погрешности, связанные с обледенением или смачиванием термодатчиков в облаке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туман и облаков и измерения влажности. — Л.: Гидрометеиздат, 1970, с. 7—
2. Зайцев В. А., Ледохович А. А., Сокольский Б. П. Некоторые результаты экспериментального исследования кучевых облаков. — Труды ГИ, 1967, вып. 202, с. 86—94.
3. Синькевич А. А. К анализу работы ИК радиометра при измерении температуры воздуха в свободной атмосфере и в облаках. — См. наст. сб. ник.
4. Шметер С. М. Структура полей метеорологических элементов в зо кучево-дождевых облаков. — Труды ЦАО, 1969, вып. 88, с. 24—30.
5. Byers H. R., Braham R. R. Thunderstorm structure and dynamics. — I Thunderstorm Electricity, Chicago, 1953, p. 46—65.
6. Weather and climate modification/Ed. W. H. Hess. — New York, 197 p. 145—149.

Г. И. Осипова

ОБЛАЧНЫЕ РЕСУРСЫ ДЛЯ ИСКУССТВЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ УРАЛА

Настоящая работа является продолжением исследований территориального и временного распределения облачных ресурсов пожароопасный сезон в лесной зоне СССР, выполнявшихся в течение ряда лет в отделе физики облаков и активных воздействий ГГО [1—5]. Методика определения облачных ресурсов изложена в работах [3, 4, 5].

В настоящей работе по данным 8-срочных наблюдений М-1) 70 станций за период 1966—1975 гг. рассмотрено число дней с Сб в месяцы пожароопасного сезона (май — сентябрь), их повторяемость в различные часы суток, а также число дней с Сб и пожароопасности III—V классов (при крупных лесных пожарах) в лесной зоне Урала. Число дней с Сб учитывается как отдельно за светлое время суток, так и в целом за сутки. На основании данных о среднем числе дней с Сб за пожароопасный сезон построена карта облачных ресурсов. Пожароопасность определена по методике, описанной в [1, 4, 5].

1. Некоторые физико-географические особенности района. На территориальное распределение облачных ресурсов большое влияние оказывают физико-географические условия района. На Урале они особенно разнообразны и сложны. Здесь четко выражена зависимость распределения Сб от формы рельефа и экспозиции склонов по отношению к влагонесущим потокам.

Уральские горы простираются с севера на юг на 2800 км от полюрья до широтного течения реки Урала [6]. Западный склон Уральских гор полого спускается к Восточно-Европейской равнине. Восточный склон более крутой, местами уступом обрывается на Западно-Сибирской равнине.

Леса распространены на Урале не повсеместно, а лишь в определенных его зонах. На Северном Урале, имеющем наибольшие высоты (1600—1800 м), леса встречаются на склонах гор лишь до высоты 600—800 м. Значительная часть территории Северного Урала располагается выше 800 м.

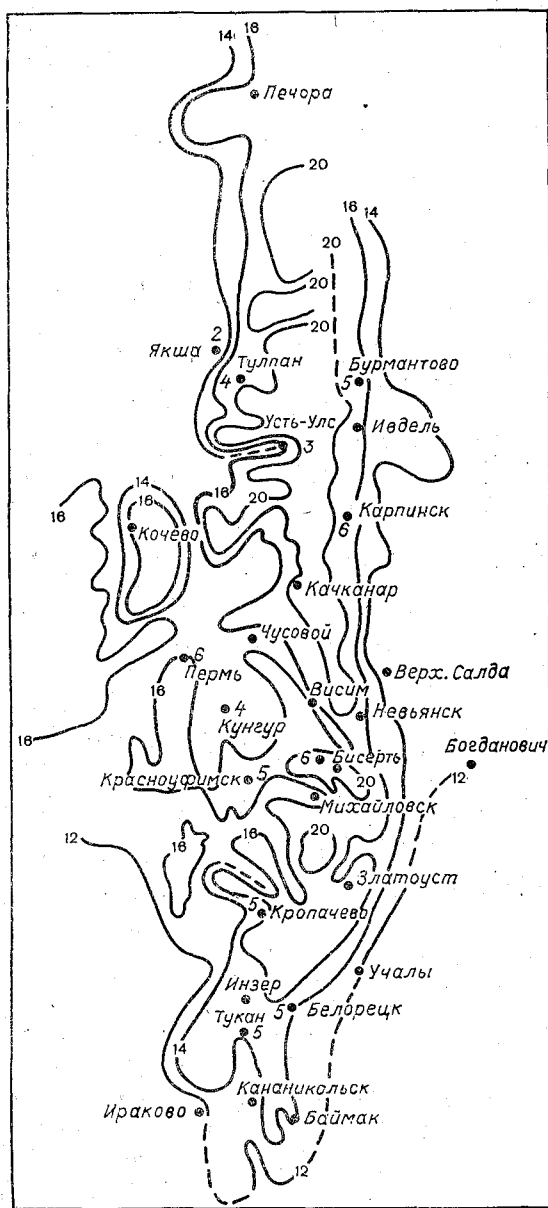


Рис. 1. Среднее месячное число дней с Сб за пожароопасный сезон.

На Северном Урале имеются наибольшие высоты (1600—1800 м). Леса встречаются на склонах гор лишь на высотах 600—800 м. Значительная часть территории Северного Урала располагается выше 800 м.

На Среднем Урале леса встречаются на высотах 800—900 м. При этом следует отметить, что на прилегающей Восточно-Европейской равнине снега доходят лишь до широты Свердловска (57° с. ш.), южнее начинается лесостепь. Средний Урал характеризуется сравнительно небольшими высотами (<1000 м) и значительным разнообразием форм рельефа, сильно влияющим на распределение конвективных облаков. Особенно большой пересеченностью отличается западный склон с широкими эрозионными линиями, имеющими террасы, а также кустовыми формами рельефа.

Южный Урал состоит из нескольких хребтов с высотами до 1600 м. Леса здесь произрастают в зоне от 600 до 1200 м. Ниже 600 м — лесостепь, выше 1200 м — лесотундровый пояс, переходящий в тундру.

2. Территориальное и временное распределение облачных ресурсов. Число дней с облачными ресурсами за пожароопасный сезон наибольшее на Северном и Среднем Урале. Оно заметно уменьшается к югу. Меньше оно и на восточных склонах по сравнению с западными на той же широте (рис. 1).

Так, среднее число дней с Сб за светлое время пожароопасного сезона на Северном Урале на западных наветренных склонах вершинах (Тулпан) достигает 20—21 дня. На восточных наветренных склонах на той же широте (Бурмантово) оно меньше — 7 дней. В глубоких долинах рек число дней с Сб меньше даже у лежащих выше станциях, чем на станциях склонов и вершин. Например, в Усть-Улсе, находящемся на 58 м выше Ныроба, оно составляет только 15 дней.

На Среднем Урале число дней с облачными ресурсами наблюдается в тех же пределах, что и на Северном. Но в связи с большим разнообразием форм рельефа распределение облачности на близко расположенных станциях может сильно различаться. Например, на станциях Невьянск, Бисерть, расположенных на плоскогорье в наиболее высокой восточной части гор, число дней с Сб составляет соответственно 18, 21 и 22. Тогда как на близко лежащих от них станциях Висим и Михайловск, находящихся в глубоких речных долинах, число дней с облачными ресурсами составляет соответственно 7 и 9. При этом Висим располагается на 37 м выше, чем Невьянск. На Среднем Урале, как и на Северном, заметно уменьшение числа дней с Сб на восточных склонах по сравнению с западными на той же широте. Так, оно составляет 8 в Перми и Красноуфимске, 12 в Верхней Салде и 15 в Свердловске, расположенном на 66 м выше. В западной части гор пониженным числом дней (13) с Сб отличается сравнительно большая котловина в районе ст. Кунгур.

На Южном Урале число дней с облачными ресурсами меньше, чем на Северном и Среднем Урале (5—16). Здесь сравнительно малая относительная влажность воздуха и высоко лежащий уровень конденсации приводят к уменьшению числа дней с Сб. На Южном Урале четко выражено вертикальное расположение зон астительности. Метеорологические станции расположены на высотах до 564 м, поэтому часть их находится у нижней границы лесной зоны и часть — в лесостепи.

В центре северной части Южного Урала на склонах и невысоких вершинах гор число дней с облачными ресурсами составляет 16—17 (Кропачево, Златоуст), к югу оно уменьшается до 14 (Белорецк, Тукан, Баймак), а затем еще южнее и восточнее — до 11—12 (Мраково, Учалы) и далее к подножию западного склона — до 10.

Но в глубоких речных долинах Южного Урала число дней с Сб резко снижается и составляет 5—9 (Инзер — 5, Кананикольск — 8, Зилаир — 9 дней).

Для пунктов, находящихся в подобных условиях местоположения, характерным является то, что число дней с Сб в них мало.

Таблица 1

Число дней с облачными ресурсами и их изменчивость σ и C_p
за пожароопасный сезон

Станция	День							Сутки						
	V	VI	VII	VIII	IX	ср.	σ	C_p %	V	VI	VII	VIII	IX	ср.
	мин.	макс.	мин.	макс.	ср.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	ср.	макс.
Тулпан	18	21	22	20	18	20	2,1	14	14	17	19	18	16	17
Усть—Улс	12	15	17	15	14	15	3,2	21	14	17	19	18	16	17
Бурмантово	15	17	19	18	16	17	2,8	16	18	20	21	20	17	19
Бисер	16	20	20	20	18	19	1,9	10	19	21	21	21	20	20
Красноуфимск	16	10	20	20	15	18	2,0	11	18	21	22	21	16	20
Дружинино	20	20	23	21	20	21	1,8	9	20	22	24	23	22	22
Ревда	19	19	23	21	17	20	2,2	11	21	21	24	22	18	21
Михайловск	7	11	12	8	6	9	1,5	17	8	12	15	8	7	10
Сысерть	14	15	17	14	12	14	3,2	23	16	17	19	16	12	16
Кропачево	15	18	20	15	13	16	1,9	12	16	20	22	17	14	18
Инзер	5	7	8	4	2	5	1,3	26	6	9	9	4	2	6
Тулан	13	16	15	13	10	14	1,9	14	15	18	17	14	12	15

ависит от широты и высоты места. Так, Кананикольск расположен на 40 м выше, чем Баймак, и на 130 м выше, чем Кропачево, в которых число дней Сб в 2 раза больше, чем в Кананикольске.

В сезонном ходе числа дней с облачными ресурсами почти на всех станциях максимум приходится на июль (табл. 1). Он составляет от 18 до 23 дней в пунктах, расположенных на склонах и вершинах гор (Тулпан, Дружинино, Ревда — 23 дня, Пермь, Бир — 20 дней, Бурмантово — 19, Ивдель — 18). В пунктах, находящихся в понижениях рельефа, максимум числа дней с облачными ресурсами составляет от 10 до 17 дней (Усть-Улс — 17, Инзер — 10).

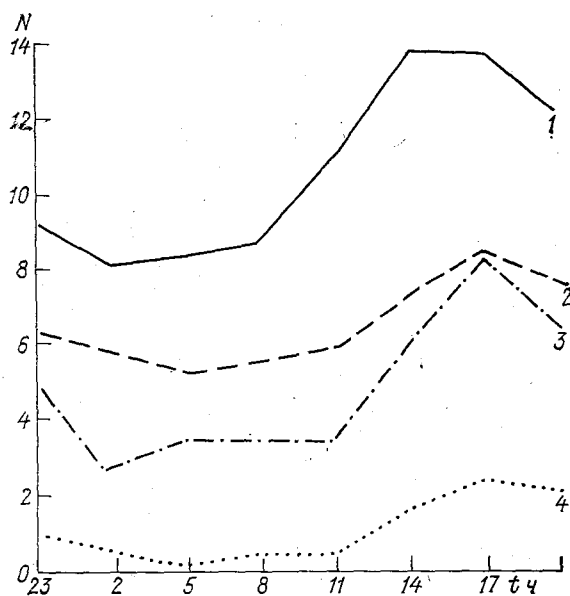


Рис. 2. Суточный ход кучево-дождевых облаков (N — среднее число случаев за ПОС).

1 — Дружинино, 2 — Усть-Улс, 3 — Тукан, 4 — Инзер.

В отдельные годы максимальное число дней с облачными ресурсами достигает 28—30 дней за месяц. Это характерно для пунктов, расположенных на вершинах и склонах гор (Емаша, Гулпан, Кузино, Ревда — 28 дней, Бурмантово, Бисерть — 29 дней, Нижний Тагил — 30 дней). В пунктах, находящихся в понижениях рельефа, максимальное число дней с облачными ресурсами в отдельные годы составляет только 14—18 дней (Инзер — 14, Кунгур, Кананикольск — 17, Мраково — 18 и т. д.).

Амплитуды числа дней с облачными ресурсами колеблются от 5 (Бисерть) до 23 (Кропачево).

В суточном ходе наибольшая повторяемость S_b за пожароопасный сезон (ПОС) наблюдается в 14—20 ч с максимумом на большинстве станций в 17 ч декретного времени данного пояса (по 8-срочным наблюдениям). Минимум в суточном ходе S_b приходится на ночное и утреннее время (2—8 ч). Такой суточный ход характерен для станций, расположенных в различных условиях рельефа (рис. 2). Различие в суточном ходе между станциями находящимися в защищенных условиях рельефа, и станциями открыто расположенными на склонах гор, заключаются только в числе случаев с S_b за каждый отдельный срок наблюдения. Такое число случаев в 6—8 раз больше на склонах и вершинах гор чем в котлованах и узких долинах рек.

Изменчивость числа дней с облачными ресурсами за пожароопасный сезон (σ) в основном небольшая: в 71 % пунктов она составляет 1—2 дня, в 29 % пунктов — 3 дня.

Коэффициент вариации S_b не превосходит 30 % во всех пунктах, причем в 71 % пунктов он меньше 20 %.

Для месяца максимума числа дней с облачными ресурсами (для июля) изменчивость несколько больше, чем в целом для пожароопасного сезона. Среднее квадратическое отклонение для июля составляет в 82 % пунктов 3—4 дня, а коэффициент вариации в 91 % пунктов не превышает 30 % и только в 9 % пунктов он составляет 30—40 %.

Число дней со средней (III класс), высокой (IV класс) и чрезвычайной (V класс) пожарной опасностью определялось по данным о горимости. Горимость вычислялась по формуле $G = \Sigma(t - \tau)$, где t — температура воздуха в 15 ч, τ — температура точки росы. Горимость вычислялась для дней с осадками менее 3 мм. При пожароопасности III—V классов ($G > 1000^\circ\text{C}$) возникают крупные лесные пожары, для тушения которых вызывают осадки путем искусственного воздействия на облака.

Число дней с пожароопасностью III—V классов возрастает с севера на юг от 7 (Тулпан) до 10 дней (Пермь, Дуван) и с запада на восток (на одной и той же широте) от 7 (Тулпан) до 10 (Бурмантово) на Северном Урале и от 10 (Пермь) до 12 на Среднем Урале (Нижний Тагил).

Число дней с облачными ресурсами при пожароопасности III—V классов вычислялось, как и в [2, 5], т. е. по вероятности их совпадения в предположении независимости этих событий. В работе [5] была также вычислена вероятность числа дней с пожароопасностью III—V классов, которые фактически совпали с наблюдавшимися S_b . В обоих случаях вычисленные вероятности были близки по своим значениям. Полученное в настоящей работе число дней с облачными ресурсами, пригодными для воздействия, мало меняется по территории. Оно равно 3—7 в среднем за пожароопасный сезон (см. рис. 1), что составляет приблизительно 1/3 всех дней с S_b на каждой отдельной станции. Число таких дней составляет 3 (Усть-Улс) или 4 (Кунгур, Шамары).

и др.) в понижениях рельефа и несколько больше на склонах гор (7 в Нижнем Тагиле, 6 в Перми, Дружинино и 5 в Ревде).

В отдельные годы число дней с облачными ресурсами при пожароопасности III—V классов может достигать 9 на склонах гор (июль 1966 г. и май 1973 г. в Дружинино) и 6 в понижениях рельефа (июль 1972 г. в Кунгуре и др.).

Таким образом, из анализа следует, что при крупных лесных пожарах имеются дни с облачными ресурсами, пригодными для воздействия. Число таких дней в среднем за месяц пожароопасного сезона составляет 5—7 на склонах гор и 3—4 в пониженных местах.

Выполненное исследование позволяет делать следующие выводы.

1. Территориальное распределение облачных ресурсов зависит главным образом от формы рельефа и относительной высоты места, экспозиции склонов по отношению к влагонесущим потокам и от широты места.

Число дней с облачными ресурсами в среднем за месяц пожароопасного сезона наибольшее на склонах и невысоких вершинах гор (16—22), наименьшее в котловинах и глубоких речных долинах (5—15).

Наибольшее число дней с Сб (по многолетним данным отмечается на Северном и среднем Урале (до 22). На Южном Урале оно уменьшается до 14—16. В отдельные годы максимум может достигать 28—30 дней на склонах гор и 18 дней в котлованах и узких речных долинах.

Особенно большим разнообразием числа дней с облачными ресурсами характеризуется Средний Урал, что соответствует большому разнообразию форм рельефа.

2. Наблюдается четко выраженный сезонный ход Сб с максимумом в июле и суточный ход с максимумом в 17 ч местного декретного времени.

3. Изменчивость среднего месячного числа дней (σ) с облачными ресурсами за пожароопасный сезон в 71 % пунктов составляет 1—2 дня (коэффициент вариации менее 20 %).

4. Число дней с облачными ресурсами при пожароопасности III—V классов составляет 5—7 дней на склонах гор и плоскогорьях и 3—4 дня в понижениях рельефа. Оно мало меняется по территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Оренбургская Е. В., Сумин Ю. П. К оценке повторяемости условий, благоприятных для тушения лесных пожаров искусственными осадками на территории Красноярского края. — Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 95—104.
2. Оренбургская Е. В. К оценке условий, благоприятных для проведения воздействий в пожароопасных районах Приморского края. — Труды ГГО, 1978, вып. 405, с. 122—127.
3. Оренбургская Е. В. К методике подсчета числа дней с конвективной облачностью, пригодной для искусственного вызывания осадков. — Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 128—131.

4. Осипова Г. И., Прохорова Г. Н. Облачные ресурсы для активных воздействий в Архангельской области и Коми АССР в пожароопасный сезон. — Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 92—102.
5. Осипова Г. И. Особенности территориального и временного распределения облачных ресурсов для активных воздействий на северо-западе Европейской территории СССР. — Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 132—140.
6. Тушинский Г. К., Давыдова М. И. Физическая география СССР. — М.: Просвещение, 1975, с. 149—235.

Е. В. Оренбургская

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ УСЛОВИЙ, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ В ПОЖАРООПАСНЫХ РАЙОНАХ САХАЛИНА

В работах [2, 3] проведена оценка возможности применения метода тушения лесных пожаров с помощью искусственно вызываемых осадков для территории Забайкалья и Красноярского края. Методика оценки основывалась на сопоставлении числа дней с кучево-дождевыми облаками и условиями пожарной опасности III—V классов. В настоящей работе выполнены аналогичные исследования для территории Сахалина.

Распределение по территории и во времени числа дней с кучево-дождевыми облаками. По данным наземных наблюдений (ТМ-1) было подсчитано среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками по 22 станциям за 10-летний период (1966—1975 гг.). Рассмотрено распределение облаков по территории и во времени.

В табл. I представлено среднее месячное число дней с Сб по месяцам пожароопасного периода и за период в целом. Как видно из таблицы, число дней с Сб изменяется значительно на сравнительно небольшой территории острова (от 2 до 20). Более чем на 40 % станций кучево-дождевые облака наблюдаются в 1/3 дней месяца.

На формирование облачности, в том числе и конвективной, оказывают влияние циркуляционные процессы и характер подстилающей поверхности. На режим облачности Сахалина, кроме того, существенно влияют омывающие его берега холодное Охотское море и сравнительно теплое Японское море. Перечисленными факторами и определяется неравномерность в распределении кучево-дождевых облаков по территории. Не обнаружено значительного различия в числе дней с Сб между западным и восточным побережьем острова. По данным [4], число дней с грозой на западном побережье выше за счет влияния вод более теплого Татарского пролива. Малое число дней с Сб (до 5) наблюдается в северных районах острова, где холодное Сахалинское течение препятствует развитию конвекции. По мере продвижения на юг

Таблица 1

Среднее месячное число дней с Сб, с пожарной опасностью III—V классов и с условиями, благоприятными для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками

Станция	Сб						Пожарная опасность III—V классов	Благопри- ятные усло- вия для тушения лесных пожаров
	V	VI	VII	VIII	IX	сред- нее за V— IX		
Макаров	8	8	9	12	14	10	2	1
Москальво	4	2	3	6	13	5	7	1
Пограничное	9	8	6	10	12	9	2	0
Углегорск	7	8	9	9	11	9	1	0
Южно-Сахалинск	10	11	11	14	12	12	4	2
Виахту	12	9	8	13	14	12	3	1
Пильво	11	11	9	11	12	11	0	0
Холмск	11	10	10	14	11	12	1	0
Поронайск	17	15	16	18	16	16	2	1
Победино	6	6	5	9	8	7	7	1
Мыс Терпения	3	2	1	2	3	2	0	0
Корсаков	7	7	8	13	10	8	1	0
Александровск	11	11	13	17	16	13	4	1
Адо-Тымово	19	18	21	22	20	20	7	4
Стародубское	15	14	13	16	13	15	3	0
Крильон	15	12	12	18	18	15	0	0
Оха	10	6	7	11	16	10	4	1
Погиби	9	10	9	12	14	И	1	1
Ноглики	13	9	12	14	16	13	4	1
Мыс Елизаветы	3	3	3	5	6	4	2	0
Ильинский	6	8	6	9	13	8	1	0
Южное	9	12	13	12	11	11	0	0

число облачных дней увеличивается до 12—13 и в районе ст. Адо-Тымово достигает максимального значения 20. Однако степень покрытия неба кучево-дождевыми облаками, наблюдавшимися на этой станции, в 50 % случаев не превышала 5 баллов. На других станциях также с большой повторяемостью Сб (15—16), расположенных в южных районах острова, на случаи покрытия неба этими облаками менее 5 баллов приходится от 10 до 30 % дней (Стародубское, Поронайск).

Значительное число дней с Сб (15—16) наблюдается на станциях Южного Сахалина, где к усилению конвекции приводит бо-

лее теплое Японское море и относительно теплое Цусимское течение. Наименьшее число дней с Сб (2) отмечено на крайней юго-восточной станции — мысе Терпения. По данным Справочника [4], количество осадков и число пасмурных дней на этой станции велико. Вероятно, в летний период в этот район выносятся образующаяся над морем слоистая облачность.

Внутри пожароопасного сезона максимальное число дней с Сб на большей части территории наблюдается в конце сезона, а именно в сентябре. К концу лета окружающие остров моря прогреваются, что способствует развитию конвективной деятельности. В этом месяце отмечается также максимум осадков и гроз. Только на трех континентальных станциях (Адо-Тымово, Победино, Южно-Сахалинск) наибольшее число дней с Сб падает на август.

Островное положение рассматриваемой территории и сложный рельеф (более $\frac{3}{4}$ поверхности занимают горы) вносят значительное разнообразие в суточный ход кучево-дождевых облаков. На рис. 1 приведены примеры типичного распределения Сб по часам суток. Как видно из рис. 1, на континентальных станциях (Адо-Тымово и Южно-Сахалинск) наблюдается обычный для материков ход Сб с максимумом в послеполуденные часы (17).

Для станций, расположенных на побережье, максимум Сб смещается на поздние вечерние (ст. Пильво) и ночные (ст. Южное) часы. Максимум Сб может наблюдаться даже в утренние часы (ст. Крильон).

При решении ряда практических задач иногда недостаточно знать только средние величины. Необходимо знание также таких статистических характеристик, как изменчивость по сезонам, коэффициент вариации и др.

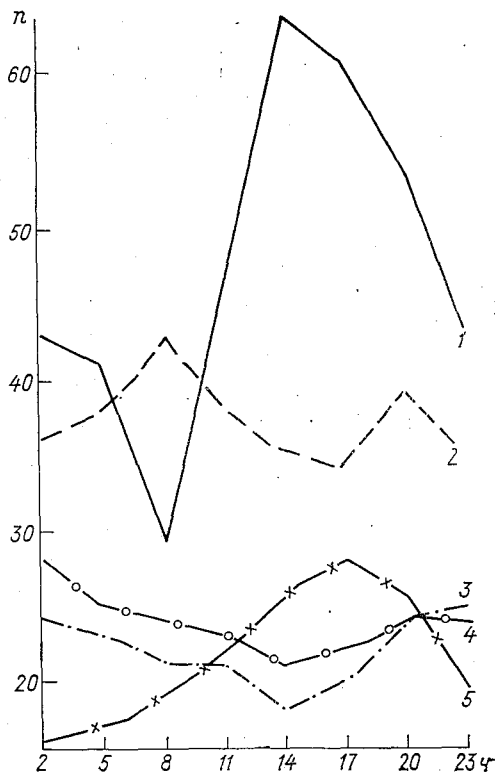


Рис. 1. Суточный ход кучево-дождевых облаков (n — среднее число случаев наблюдения Сб).

1 — Адо-Тымово, 2 — Крильон, 3 — Пильво, 4 — Южное, 5 — Южно-Сахалинск.

В табл. 2 представлены некоторые важнейшие статистические характеристики числа дней с кучево-дождевыми облаками: амплитуда (A), среднее квадратическое отклонение (σ), коэффициент вариации (C_v).

Из данных таблицы видно, что колебания числа дней с C_b от года к году (A) значительные и могут достигать 14. Только для 15 % станций, расположенных на западном побережье острова A не превышает 5 дней. Среднее квадратическое отклонение (σ) изменяется по территории от 1,21 до 4,57. Для 60 % станций σ меньше 3 дней. Наибольшей изменчивостью ($\sigma > 3$) отличаются районы побережья. Коэффициент вариации (C_v) лежит в преде

Таблица

Статистические характеристики числа дней с C_b

Станция	A	σ	C_v	Станция	A	σ	C_v
Макаров	10	3,00	0,30	Александровск	7	2,16	0,14
Москальво	6	2,32	0,38	Адо-Тымово	6	2,01	0,09
Пограничное	11	3,74	0,37	Стародубское	6	1,71	0,73
Углегорск	8	3,34	0,37	Крильон	10	3,20	0,18
Виахту	5	1,98	0,14	Оха	7	3,85	0,35
Пильво	14	4,31	0,33	Погиби	12	4,57	0,41
Холмск	4	1,21	0,09	Ноглики	6	1,94	0,14
Поронайск	14	4,44	0,27	Мыс Елизаветы	9	3,40	0,68
Победино	6	2,66	0,29	Ильинский	8	2,70	0,34
Мыс Терпения	8	2,55	0,85	Южно-Сахалинск . . .	8	4,26	0,30
Корсаков	4	1,50	0,16				

лах от 0,09 до 0,85. Максимальные значения C_v получились для станций Мыс Терпения и Мыс Елизаветы, исключение составляет мыс Крильон, где C_v меньше 0,20.

Распределение пожарной опасности III—V классов. Для Сахалина было рассмотрено также распределение числа дней с пожарной опасностью III—V классов. Пожарная опасность вычислялась на основании данных наземных наблюдений за 10-летний период (1966—1975 г.) по методике, описанной в работе [2].

По данным [1], более 60 % территории (46 тыс. км²) занято лесами. Лесные массивы сосредоточены в основном в северной и средней частях острова.

Как видно из данных табл. 1, максимальное число дней с высокой пожарной опасностью не велико и достигает 7. Относительно высокие значения пожарной опасности получены для станций расположенных внутри континента (Адо-Тымово, Победино), и на северной прибрежной ст. Москальво. Для остальной территории число дней с пожарной опасностью III—V классов не превышает

, из них 55 % станций имеют пожарную опасность в среднем не более 2 дней. Низкие значения рассматриваемой величины не являются случайными. В теплую половину года Сахалин находится под влиянием летнего муссона, приносящего морской влажный воздух. В этот период выпадает до 80 % годовой нормы осадков. Осадки в течение пожароопасного сезона выпадают часто и в количестве более 3,0 мм за сутки, поэтому возможности для возгорания леса невелики. Однако в отдельные годы при сухой погоде возникают пожароопасные периоды продолжительностью до 20—25 дней.

На основании данных о числе дней с кучево-дождевыми облаками и высокой пожарной опасностью было подсчитано число дней, пригодных для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками. Учитывая, что в среднем условия для возгорания леса на острове наблюдаются относительно редко, то соответственно редко имеются и возможности для применения указанного метода. Как видно из данных табл. 1, только на ст. Адо-Тымово наблюдается в среднем 4 дня в месяц, благоприятных для вызывания осадков в дни с высокой пожарной опасностью. На остальных станциях эта величина не превышает 2.

Учитывая, что на территории Сахалина в отдельные годы наблюдаются продолжительные сухие периоды, интересно было проследить, развиваются ли Сб в это время. В табл. 3 по отдельным станциям представлены продолжительность относительно сухих периодов с осадками менее 3,0 мм за сутки (n), число дней с кучево-дождевыми облаками (N), наблюдавшимися в эти периоды, и их отношение (N/n).

Как видно из приведенной таблицы, в относительно сухие периоды не менее чем в 20 % случаев появляются кучево-дождевые облака.

В заключение можно сделать следующие выводы.

На территории Сахалина кучево-дождевые облака более чем на 40% станций отмечаются в среднем не менее 1/3 дней в месяц за теплое время года (V—IX). Однако условия с пожарной опасностью III—V классов встречаются здесь редко. Для 70 % территории пожарная опасность в среднем меньше 3 дней в месяц. Поэтому применение метода тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками возможно лишь в отдельные годы с длительными периодами относительно сухой погоды.

Таблица 3

Продолжительность относительно сухих периодов, число дней с Сб и их отношение

Станция	n дни	N дни	N/n %
Москальво	25	5	20
Южно-Сахалинск . . .	19	5	26
Оха	18	4	22
Адо-Тымово	22	10	45
Победино	17	11	64

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дальний Восток. Экономико-географическая характеристика. — М. Мысль, 1966, с. 365—380.
2. Оренбургская Е. В., Сумин Ю. П. Исследование условий, благоприятных для воздействия в пожароопасных районах Забайкалья. — Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 74—80.
3. Оренбургская Е. В., Сумин Ю. П. К оценке повторяемости условий благоприятных для тушения лесных пожаров искусственно вызываемым осадками на территории Красноярского края. — Труды ГГО, 1975, вып. 372, с. 95—104.
4. Справочник по климату СССР. Вып. 34. Ч. IV и V. — Л.: Гидрометеиздат, 1968, с. 168—185.

Б. Д. Панин, Е. Т. Никонова

ЭКСПЕРИМЕНТ ПО ОЦЕНКЕ ВЛИЯНИЯ ПЕРИСТОЙ ОБЛАЧНОСТИ НА ДИНАМИКУ БАРИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Облачность является главным фактором, определяющим переход и трансформацию излучения в атмосфере. Наличие облачности влияет на распределение баланса как коротковолновой, так и длинноволновой радиации, что существенным образом сказывается на перестройке термического режима подоблачного слоя подстилающей поверхности. Согласно [3], средняя температура земной поверхности повысится на 6°C при условии отсутствия облачности и понизится на 9°C в случае, если количество облачности увеличится от 50 до 90 %.

Наименее изучены на сегодняшний день оптические свойства перистых облаков и их роль в процессе трансформации излучения. Вместе с тем немногочисленные теоретические и экспериментальные исследования дают основание полагать, что перистая облачность оказывает существенное влияние как не вертикальное перераспределение энергии, так и на характер атмосферной циркуляции в целом. Согласно [3], перистая облачность значительно уменьшает приход коротковолновой радиации (от 22 до 78 % по отношению к безоблачной атмосфере). Эти выводы хорошо согласуются с выводами, полученными Г. П. Гуциным.

Перистая облачность уменьшает суммарную радиацию, что приводит к росту противои излу чения атмосферы и к уменьшению радиационного баланса земной поверхности. Наличие десятибалльной облачности верхнего яруса может привести к понижению средней температуры днем на $3\text{--}5^{\circ}\text{C}$ и повышению ее ночью на $1\text{--}5^{\circ}\text{C}$.

Существуют указания [2, 13], что, наряду с облаками верхнего яруса, связанными с особенностями циркуляционных процессов, образование перистой облачности происходит за счет антропогенных факторов, а также может зависеть от солнечной активности.

Согласно конденсационному механизму влияния солнечной активности на облачность, разработанному А. А. Дмитриевым [8],

при вторжении в верхнюю атмосферу потока выпадающих из нее частиц происходит ионизация нейтральных составляющих атмосферы, что приводит к конденсации водяного пара при относительной влажности менее 100 % и, как следствие, к образованию перистой облачности. Сопоставление облачности отдельных районов земного шара с измеренным на спутнике рентгеновским излучением [2] показало, что глобальная облачность резко увеличивается на другой день после всплеска излучения. В среднем увеличение количества облаков составляет от 1,8 балла при слабых вспышках до 3 баллов при сильных. Причем появление облачности наблюдается примерно на тех же высотах, где обычно наблюдаются естественно образующиеся перистые облака. Подобные выводы были сделаны и в [13].

Такое резкое увеличение глобальной облачности должно оказывать существенное влияние на процессы большого масштаба. В то же время проблема влияния перистой облачности на динамику барических образований до настоящего времени не рассматривалась. Нами была предпринята попытка оценить такого рода влияние с помощью прогностической модели по полным уравнениям с учетом неадиабатичности атмосферных процессов [7].

Учитывая, что радиационные свойства перистых облаков обладают сильной изменчивостью (излучательная способность, например, может колебаться от 0,2 до 0,9), в силу чего наличие облачности верхнего яруса может обусловить как рост, так и понижение температуры у земли, в модели приняты средние оптические характеристики перистой облачности.

Приведем краткое описание модели.

1. Система прогностических уравнений и граничные условия. Система уравнений в системе координат x, y, ζ, t включает уравнения движения, статики, неразрывности, притока тепла и переноса влажности:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial \zeta} - l v = \\ = -g \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{g^2}{R^2 T^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(k_1 \zeta^2 \frac{\partial u}{\partial \zeta} \right) + \mu \nabla^2 u, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial \zeta} + l u = \\ = -g \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{g^2}{R^2 T^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(k_1 \zeta^2 \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right) + \mu \nabla^2 v, \end{aligned} \quad (2)$$

$$T = -\frac{g \zeta}{R} \frac{\partial H}{\partial \zeta}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial \zeta} - \frac{\gamma_a}{g} R T \frac{\omega}{\zeta} =$$

$$= \frac{g}{c_p p_0} \left(\frac{\partial Q_{\text{л}}}{\partial \zeta} + \frac{\partial Q_{\text{т}}}{\partial \zeta} \right) - \frac{Lm'}{c_p}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \omega \frac{\partial q}{\partial \zeta} = m' + \frac{q^2}{R^2 T^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(k_1 \zeta^2 \frac{\partial q}{\partial \zeta} \right), \quad (6)$$

$$\omega = \frac{1}{p_0} \frac{\partial p}{\partial t}, \quad \zeta = \frac{p}{p_0} \text{ — вертикальная координата, } \nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2},$$

μ — коэффициенты вертикального и горизонтального турбулентного перемешивания, m' — количество сконденсировавшегося водяного пара в единице массы воздуха за единицу времени,

$\frac{1}{c_p} \frac{\partial Q_{\text{т}}}{\partial \zeta} - \frac{Lm'}{c_p}$ — притоки тепла за счет лучистого ($\varepsilon_{\text{л}}$), турбулентного ($\varepsilon_{\text{т}}$) и фазового ($\varepsilon_{\text{ф}}$) теплообменов.

Остальные обозначения общеприняты. Шесть уравнений (1) — позволяют рассчитать шесть неизвестных функций u , v , H , T , ω по их начальным значениям и могут рассматриваться как замкнутая система уравнений, если $\varepsilon_{\text{л}}$, $\varepsilon_{\text{т}}$, $\varepsilon_{\text{ф}}$, k_1 , μ и m' представить через другие функции, фигурирующие в этих уравнениях. Для замыкания системы привлекаются уравнения переноса радиации:

$$\frac{q \zeta}{RT} \frac{\partial G^{\downarrow}}{\partial \zeta} = -\rho_{\text{п}} k' (G^{\downarrow} - B), \quad (7)$$

$$\frac{q \zeta}{RT} \frac{\partial u^{\uparrow}}{\partial \zeta} = \rho_{\text{п}} k' (U^{\uparrow} - B), \quad (8)$$

$$-\frac{q \zeta}{RT} \sin h \frac{\partial F}{\partial \zeta} = \rho_{\text{п}} k'' F, \quad (9)$$

$G^{\downarrow}$, $U^{\uparrow}$ — потоки нисходящей и восходящей длинноволновой радиации, F — поток солнечной радиации, $\rho_{\text{п}}$ — плотность поглощающих радиацию газов (водяной пар, углекислый газ, озон), k'' — массовые коэффициенты поглощения длинноволновой солнечной радиации, B — функция Стефана — Больцмана, h — высота солнца.

Функция m' выражается через искомые функции с помощью отношения

$$m' = \frac{1 - 0,286 T \left(\frac{1}{\alpha^*} - \frac{1}{T} \right)}{\frac{1}{q_{\text{max}}} + \frac{L}{c_p} \left(\frac{1}{\alpha^*} - \frac{1}{T} \right)} \frac{\omega}{\zeta}, \quad (10)$$

$\frac{1}{\alpha^*} = \frac{ac}{(c + T_d - 273)^2}$ (T_d — температура точки росы, a и c — поправочные формулы Магнуса).

Система (1) — (9) замыкается, если использовать ряд диагностических соотношений для расчета коэффициентов турбулентности, функции Стефана — Больцмана и др., а также задать ряд параметров и пространственно-временное распределение углекис-

лого газа и озона. В качестве счетных и прогнозируемых уровней (ζ) используются следующие: 1,0; 0,85; 0,7; 0,5; 0,3; 0,2 и 0. В плоскости x, y интегрирование производилось на сеточной ласти размером 31×31 узел с шагом $\Delta x = \Delta y = 450$ км на широте 60° . Центральный узел сетки совпадает с северным полюсом, x на карте полярной стереографической проекции направлен вдоль меридиана 125° в. д., а ось y — вдоль меридиана 145° з. д.

В качестве краевых условий на боковых границах, проходящих вблизи экватора, принимается неизменность всех рассматриваемых функций. Граничные условия по переменной ζ записываются следующим образом:

а) на верхней границе атмосферы при $\zeta = 0$:

$$\omega = 0, \quad q = 0, \quad G^\downarrow = 0, \quad F_0 = 1,38 \text{ кВт/м}^2;$$

б) на уровне подстилающей поверхности при $\zeta = 1$:

$$\begin{aligned} \omega &= -\frac{q^2}{RTl} \sqrt{\frac{k_1}{2l}} \nabla^2 H, \\ q &= sq_{\max} \quad (0,3 \leq s \leq 1,0), \\ U^\uparrow &= \delta \sigma T_*^4 + (1 - \delta)G^\downarrow, \quad F^\uparrow = F^\downarrow A_0, \\ -\frac{c_p q \zeta p_0}{R^2 T^2} k_1 \frac{\partial T}{\partial \zeta} + k_* \frac{\partial T_*}{\partial z} + \frac{q \zeta p_0 L}{R^2 T^2} k_1 \frac{\partial q}{\partial \zeta} &= \\ &= F^\uparrow + G^\downarrow - U^\uparrow - F^\downarrow, \end{aligned}$$

где A_0 — альбедо подстилающей поверхности, T_* и k_* — температура и коэффициент теплопроводности подстилающей поверхности, z — вертикальная координата, отсчитываемая от уровня подстилающей поверхности вглубь, δ — излучательная способность подстилающей поверхности.

2. Метод интегрирования и способ задания начальных полных функций. Учитывая, что конечно-разностный метод и дискретно-точечное представление переменных для решения нелинейных дифференциальных уравнений второго порядка с учетом неадиабатичности (физических процессов подсеточного масштаба) сопряжены с большими трудностями, связанными с преодолением вычислительной неустойчивости, был разработан специальный алгоритм для настройки исходных данных, а также был выбран вариант размещения шахматной сетки, позволяющий членам, не содержащим производных по времени, отнести к середине удвоенного шага по времени. Все прогнозируемые функции задаются и определяются в одних и тех же узлах шахматной сетки, но в разные моменты времени: в четных узлах — на четных шагах по времени, в нечетных узлах — на нечетных.

Схема интегрирования по времени двухшаговая:

$$\begin{aligned} \varphi^t &= \varphi^{t-\delta t} + F^{t-\delta t} \delta t \quad (\text{предиктор}), \\ \varphi^{t+\delta t} &= \varphi^{t-\delta t} + F^t \cdot 2 \delta t \quad (\text{корректор}). \end{aligned}$$

Прогностические уравнения на шаге «предиктор» записаны дивергентной форме, а на шаге «корректор» — в обычной, что позволяет избежать интерполяции в узлы, где переменные не определяются, но требуются для конечно-разностных уравнений. Содержащие параметр Кориолиса, вводятся в полуневьютоновской форме. В соответствии с критериями линейной устойчивости Куранта — Фридрихса — Леви [4, 9] $\left| c_{\max} \frac{\Delta t}{\Delta x} \right| \leq 1$ и на основе численных экспериментов шаг по времени был выбран равным 15 мин.

Конечно-разностные аналоги прогностических уравнений строятся с использованием пятиточечной центрально-разностной аппроксимации пространственных производных, обеспечивающей второй порядок точности, а также с применением операторов очленного сглаживания по Шуману [11, 12], способствующих преодолению нелинейной вычислительной неустойчивости.

В качестве примера запишем прогностическое уравнение для одной из составляющих скорости ветра для шага «предиктор»:

$$u^{t+\delta t} = u^{t-\delta t} + \left\{ -m^y \overline{[(u^2)_x^y + (uv)_y^x]}^t - \overline{(u_{\zeta}^{x,y} \omega)}_{\zeta}^t + \right. \\ \left. + \overline{lv}^{x,y}_{-t} - mg \overline{H_x}^y + \left(\frac{g}{R \overline{T}^{x,y}} \right)^2 (\kappa_1 \zeta^2 \overline{u_{\zeta}^{x,y}})_{\zeta}^t \right\} \cdot 2 \delta t, \quad (11)$$

где m — масштабный множитель, нижние индексы x, y, ζ означают дифференцирование по соответствующим функциям, черта сверху — символ осреднения по соответствующей переменной.

Так как в системе уравнений (1) — (9) нет прогностического уравнения для геопотенциала, то значения H_{ζ} , необходимые на каждом шаге по времени, рассчитываются с помощью специального алгоритма, построенного на основе учета свойств среднего уровня [1].

Диагностическая часть схемы включает вычисления коэффициента турбулентности (через вертикальный сдвиг ветра), вертикальной скорости (из уравнения неразрывности), характеристик влажности (по формулам ВМО и Магнуса), а также неадиабатических притоков тепла:

$$\delta T_{\tau} = \frac{g^2}{R^2 T^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(\kappa_1 \zeta^2 \frac{\partial T}{\partial \zeta} \right) \cdot 2 \delta t,$$

$$\delta T_{\phi} = c_p L m' \cdot 2 \delta t,$$

$$\delta T_p = \frac{\varepsilon_d + \varepsilon_k}{c_p} \cdot 2 \delta t,$$

где δT_{τ} , δT_{ϕ} , δT_p — изменение температуры за счет турбулентного теплообмена, фазовых переходов воды и радиационных прито-

ков тепла, ϵ_d — длинноволновый приток тепла, ϵ_k — приток тепла за счет поглощения солнечной радиации.

Остановимся подробнее на методике расчета радиационных притоков тепла.

Длинноволновый лучистый приток тепла. Расчеты длинноволнового лучистого притока тепла выполняются на основе решения уравнений переноса радиации (7) и (8) для облачной атмосферы. Схема расчетов потока радиации поясняется рис. 1.

Расчет радиационных притоков тепла осуществляется при следующих предположениях: рассеяние длинноволновой радиации

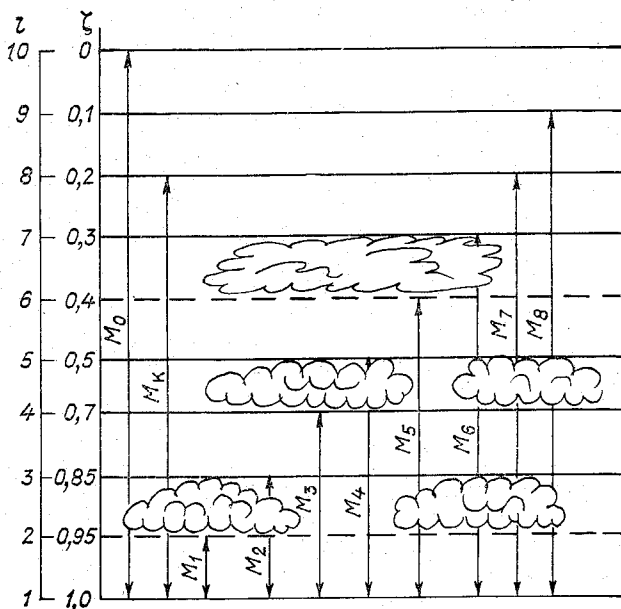


Рис. 1. Схема, поясняющая задание границ облачности и слоев, для которых рассчитываются функции пропускания.

на каплях воды несущественно и им можно пренебречь; излучательные способности подстилающей поверхности и облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов постоянны и имеют следующие значения: $\delta_0=0.96$; $\delta_1=0.9$; $\delta_2=0.8$; $\delta_3=0.5$. При расчете потока излучения в облачной атмосфере учитывается поглощение водяным паром (m_1), углекислым газом (m_2) и каплей воды (m_3). Интегральная функция пропускания используется в следующем виде [11]: $P(M) \equiv P(m_1, m_2, m_3) = e^{-\alpha m_3} P(m_1, m_2)$, где коэффициент поглощения капельной водой — α , равный $1100 \text{ см}^2/\text{г}$ соответствует среднему типу распределения облачных капель по размерам. Количество капельножидкой влаги задается по дан

ным работы [10] с учетом зависимости от температуры и форм облачности. В качестве $P(m_1, m_2)$ используется функция пропускания по данным работы [5]. Диффузность излучения учитывается с помощью коэффициента $\beta=1,66$, на который умножаются значения масс m .

Приток тепла ϵ_d к единице воздуха, заключенного между изобарическими поверхностями $p_l - p_{l+1}$, рассчитывается по формуле:

$$\epsilon_d = - \frac{g[(U_{l+1}^\uparrow - G_{l+1}^\downarrow) - (U_l^\uparrow - G_l^\downarrow)]}{(p_{l+1} - p_l)},$$

где $(U_{l+1}^\uparrow, G_{l+1}^\downarrow)$, $(U_l^\uparrow, G_l^\downarrow)$ — эффективное излучение на уровнях $l+1$ и l , $(p_{l+1} - p_l)$ — толщина слоя атмосферы в единицах давления.

Приток тепла за счет поглощения солнечной радиации. Поскольку пространственно-временное распределение твердого аэрозоля и его поглощающие свойства изучены недостаточно, в схеме учитывается только поглощение водяным паром в полосах Q , $0,8$ мкм, Φ , Ψ , Ω , X , $3,2$ мкм и облачным жидким аэрозолем. Поглощение углекислым газом мало и поэтому не учитывается.

Расчетные формулы получены при следующих предположениях:

а) поток радиации, отраженный от облаков, прошедший через облака и внутри облаков считается диффузным;

б) рассеянием излучения в ближней ИК области пренебрегается;

в) поглощение диффузного потока учитывается путем увеличения поглощающей массы в $1,66$ раза;

г) альbedo облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов принимается равным $0,69$, $0,58$, $0,21$ соответственно;

д) функция пропускания капельножидкой влаги рассчитывается с учетом полидисперсности облачного аэрозоля.

Расчеты притоков солнечной радиации производятся для тех же уровней и облачных слоев, что и для длинноволновой радиации.

На уровнях $6, 5, 4, 3, 2, 1$ потоки состоят из двух составляющих; диффузной (S_l') и прямой радиации, прошедшей в разрывах между облаками (S_l''). Поток на каждом из этих уровней выражается суммой: $S_l^\uparrow = S_l' + S_l''$.

Функции пропускания $P(\chi)$ и $T(m_r)$ рассчитываются по формулам:

$$P(\chi) = 0,13e^{-0,5\chi} + 0,87e^{-0,025\chi},$$

$$T(m_r) = 0,35e^{-35m_r} + 0,65e^{-0,1m_r},$$

где $T(m_r)$ — функция пропускания жидкой влаги, содержащейся в облаках, $\chi = \sqrt{\omega}(p+e)^{0,3}$ (ω — приведенная масса водяного

пара), m_r — масса сконденсированной влаги между нижней и верхней границами облачности r -го яруса.

Потоки восходящей коротковолновой радиации формируются за счет отражения от поверхности земли и верхних кромок облаков прямой и рассеянной вышележащими облаками солнечной радиации. Значения A_0 задаются в пределах от 0,1 до 0,9 в зависимости от вида подстилающей поверхности и считаются неизменными в течение всего срока прогноза.

Приток тепла к слоям для единичной массы за счет поглощения солнечной радиации рассчитывается так же, как и приток длинноволновой радиации:

$$\varepsilon_k = - \frac{g[(S_{l+1}^{\downarrow} - S_{l+1}^{\uparrow}) - (S_l^{\downarrow} - S_l^{\uparrow})]}{(p_{l+1} - p_l)}.$$

Количество облачности оценивается с помощью эмпирических соотношений, позволяющих ставить в соответствии значения вертикальной скорости ω и дефициту влажности $(q_{\max} - q)$ на соответствующем уровне количество облачности n в долях единицы. Для решения уравнений модели требуется задать в начальный момент как поле массы через температуру и геопотенциал, так и поле ветра, проводя их предварительное согласование в рамках прогностической схемы, т. е. инициализацию. Учитывая результаты Нитта [6], который пришел к выводу, что в процессе приспособления атмосфера приходит не столько к положению равновесия, сколько к квазиустойчивому состоянию, т. е. наибольшие изменения претерпевают вертикальные профили полей, применительно к рассматриваемой прогностической модели подготовка начальных данных производилась следующим образом.

Исходные данные о температуре и геопотенциале задавались на наиболее информативных (для данного алгоритма) уровнях геопотенциал — на $\zeta = 0,85$ и $\zeta = 0,5$, а температура — на $\zeta = 1,0$, $0,5$, $0,2$ и $0,1$. Недостающие данные о T_{ζ} и H_{ζ} рассчитывались с помощью уравнения статики с использованием параметров среднего уровня в предположении о линейности профиля температуры в слое 500—300 мбар. Данные о влажности задавались на всех счетных уровнях. Поле ветра рассчитывалось в результате процедуры псевдопрогноза. В качестве начального приближения для ветра использовались геострофические значения.

Учитывая, что любая схема динамического согласования, использующая процедуру псевдопрогноза, требует больших затрат машинного времени, сравнимого с прогнозом на несколько часов, а задача решалась на ЭВМ сравнительно малого быстродействия (М-222), было выполнено свободное согласование для адиабатического варианта модели по схеме:

$$\varphi^{t+\delta t} = \varphi^{t-\delta t} + F^t \cdot 2\delta t,$$

$$\varphi_*^{t-\delta t} = \varphi_*^{t+\delta t} - F^t \cdot 2\delta t,$$

используя всего два итерационных цикла, но подключая после каждого такта псевдопрогноза процедуру вертикального согласования полей H и T в соответствии с диагностической частью решения, реализующей получение $H^t + \delta t$.

3. Описание эксперимента. Цель эксперимента состояла в оценке степени влияния перистой облачности на поведение различных параметров атмосферы, а также на характер синоптических процессов в целом.

Сущность эксперимента заключалась в следующем. В качестве объекта исследований был выбран мощный антициклон (29 августа 1959 г., 03 ч) с давлением в центре 1030 мбар, про-

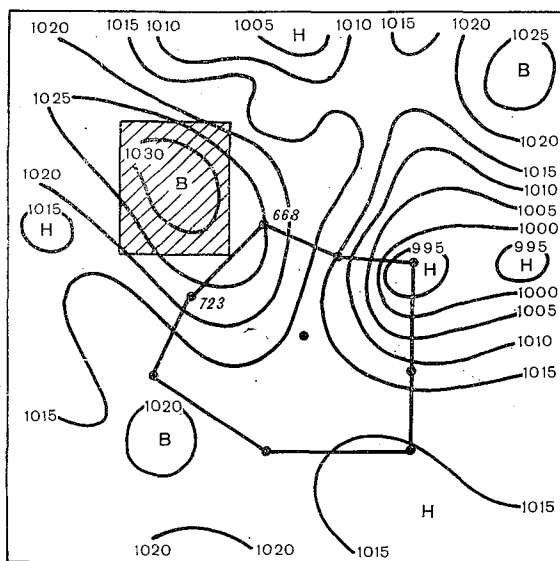


Рис. 2. Исходное поле приземного давления p_0 .
663, 723 — номера узлов.

слеживающийся на AT_{500} . Облачность верхнего яруса моделировалась над центром антициклона и удерживалась в течение всего срока прогноза, т. е. задавалось $n_3=1$ в узлах сетки 4×5 , что соответствует площади 1350×1800 км², на всех шагах по времени (заштрихованная область на рис. 2).

Задача прогноза сроком на 24 часа решалась дважды: в первом случае рассчитывался обычный прогноз (эталон), во втором — рассчитывался прогноз по тем же самым исходным данным с использованием той же расчетной схемы, но с заданием перистой облачности над центральной частью антициклона. Оба решения сравнивались между собой. Через каждые четыре шага по времени (что соответствует часовому прогнозу) для девяти

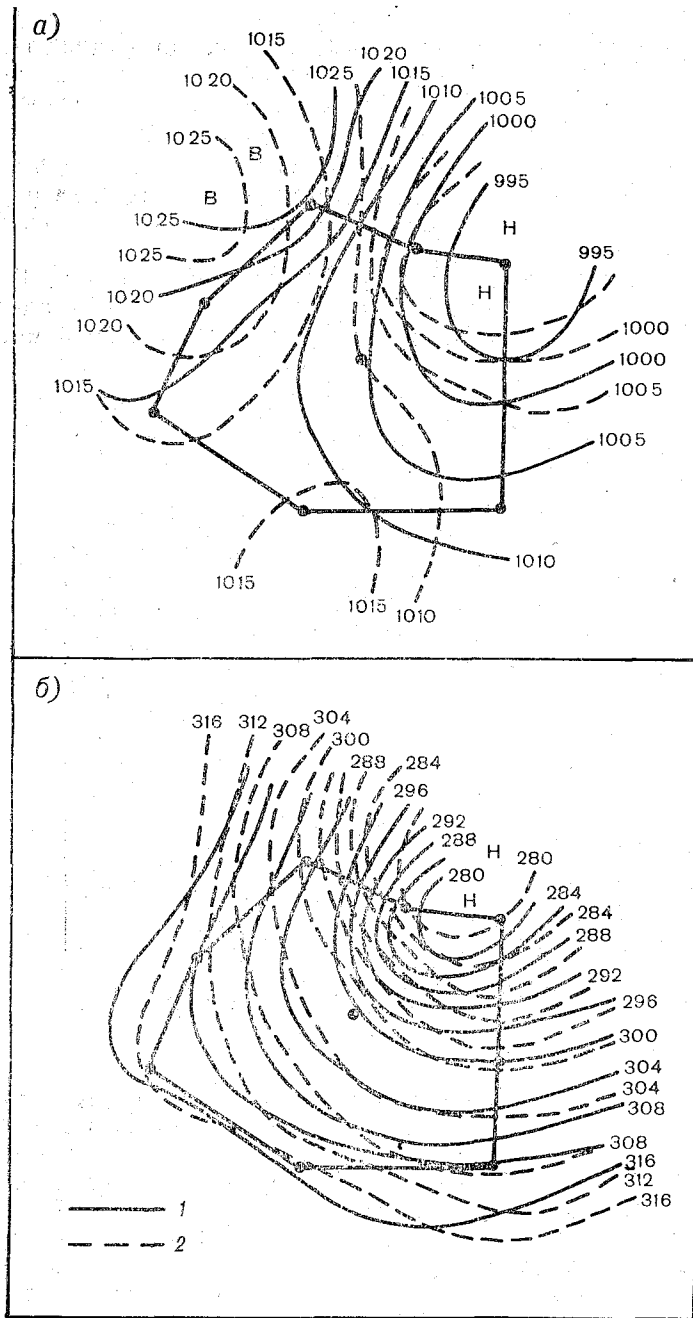


Рис. 3. Прогностические поля приземного давления p_0 (a) и AT_{700} (б).

1 — при наличии перистой облачности над центральной частью антициклона, 2 — контрольное поле (эталон).

узлов сетки, расположенных к востоку от центра антициклона на разных расстояниях, выдавались на печать следующие характеристики: T_c , T_{ac} , H_c , u_c , v_c , ω_c , ρ_0 , δT_p , δT_r , δT_f .

Результаты численных экспериментов представлены на рис. 3 и 4. Как видно из этих рисунков, наличие перистой облачности оказывает влияние не только на интенсивность барических образований, но и на изменение их траекторий. Циклон на востоке

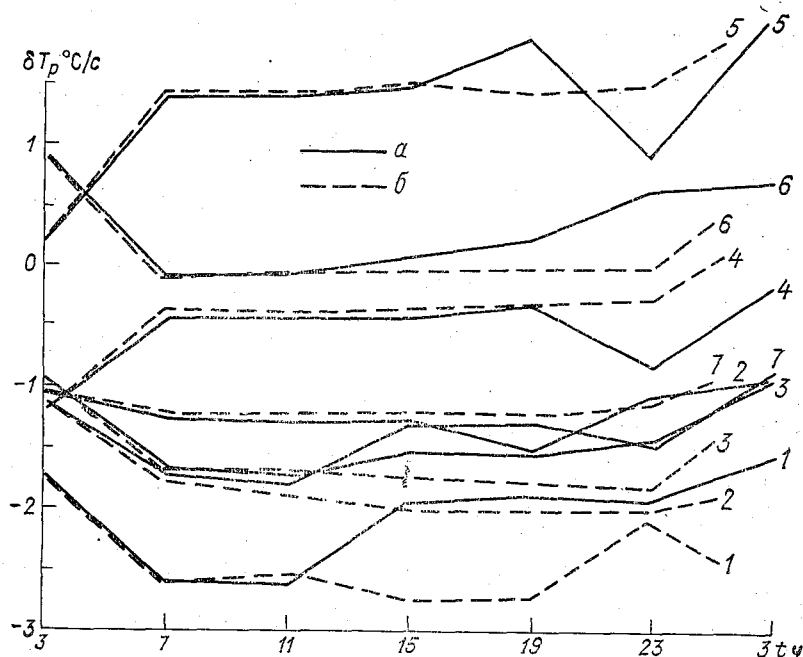


Рис. 4. Изменение температуры за счет радиационных притоков тепла δT_p (увеличено в 10^5 раз) при наличии перистой облачности (а) и для контрольного поля (б) на разных уровнях ζ .

Кривая	1	2	3	4	5	6	7
ζ	1,0	0,85	0,7	0,5	0,3	0,2	0,1

исследуемого района сместился примерно на 100 км южнее, а антициклон — севернее по отношению к эталонным траекториям.

На рис. 4 приведены графики изменения во времени величины δT_p для ближайшего к области задания перистой облачности узла 663.

Из приведенных рисунков видно, что результаты влияния перистой облачности на различные параметры весьма разнообразны. В силу сложности взаимодействия различных факторов судить о «направлении» изменения синоптических процессов в результате появления перистой облачности на больших территориях чрезвычайно трудно. Например, для узла 663 этот эффект

сопровождался увеличением δT_p на уровнях $\xi=1,0, 0,85, 0,7, 0,2$ и уменьшением δT_p на уровнях $\xi=0,5$ и $0,3$. Это привело к увеличению $T_{\xi=1}$, $T_{\xi=0,5}$ и к уменьшению $T_{\xi=0,85}$ и $T_{\xi=0,7}$. Очевидно, следствием этих изменений явилось усиление меридиональной составляющей скорости ветра. Для узла 723 тот же эффект сопровождался увеличением δT_p на уровнях $\xi=1,0, 0,85, 0,3$, что также привело к увеличению меридиональной скорости ветра. Однако в первом случае значения H (на всех счетных уровнях) увеличились, а во втором — уменьшились.

Конечно, эксперимент с использованием численной модели характеризует в большей степени поведение модели, а не реальной атмосферы. Результаты эксперимента позволяют говорить лишь о большой чувствительности данной модели к заданию обширных полей перистой облачности. Но успешность суточного прогноза по данной схеме (эталонная и фактическая траектории антициклона практически совпали, совпадение по знаку прогностических и фактических изменений высот изобарических поверхностей составляет около 90 %) позволяет отнестись к полученным результатам с определенной степенью доверия.

Основные выводы, которые могут быть сделаны на основе результатов данного численного эксперимента, состоят в следующем:

1. Перистая облачность, образование которой связано с циркуляционными, антропогенными, либо с гелиофизическими факторами, через механизм лучистого теплообмена оказывает влияние на динамику атмосферных процессов. Эффекты, связанные с появлением перистой облачности, могут быть существенными и их следует учитывать как в схемах численного прогноза, так и в моделях климата.

2. Так как в данной работе оценки выполнены на основе модельных расчетов в пределах ограниченной территории, то вполне естественно, что полученные результаты позволяют судить о реальных процессах лишь в той мере, в какой поведение модели согласуется с поведением реальной атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов.—Л.: Гидрометеоздат, 1960. — 168 с.
2. Дмитриев А. А., Ломакина Т. Ю. Облачность и рентгеновское излучение космоса.—В кн.: Эффекты солнечной активности в нижней атмосфере. Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 70—77.
3. Зайцев В. А., Кудрявцев Б. П., Ледохович А. А. Возможности и пути создания полей искусственных облаков.—Метеорология и гидрология, 1977, № 7, с. 3—9.
4. Касахара А. О некоторых конечно-разностных методах решения гидродинамических задач.—В кн.: Численные методы решения задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоздат, 1968, с. 157—167.
5. Нийлиск Х. Ю., Саммел Л. Э. Интегральная функция пропускания атмосферы для расчетов поля теплового излучения в тропосфере.—В кн.: Таблицы радиационных характеристик атмосферы. Тарту, ИФА АН ЭССР, 1967.

- Нитта Т. Подготовка начальных данных и объективный анализ для модели примитивных уравнений. Труды второго Токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1971, с. 282—289.
- Панин Б. Д., Никонова Е. Т. Численный прогноз полей метеорологических элементов с учетом неадиабатичности атмосферных процессов. — Труды ЛГМИ, 1974, вып. 51, с. 20—34.
- Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. — М.: Наука, 1967. — 362 с.
- Фишер Г. Исследование конечно-разностных аппроксимаций примитивных уравнений. — В кн.: Численные методы решения задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1968, с. 121—142.
0. Фейгельсон Е. Н. Лучистый теплообмен и облака. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 230 с.
1. Шуман Ф. С., Стэкцул Дж. Д. Оперативно действующая модель НМЦ и результаты проведенного численного эксперимента. Труды второго Токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1971, с. 127—136.
2. Шуман Ф. Численные эксперименты с примитивными уравнениями. Труды Токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1967, с. 18—51.
3. Roberts W. O. Relationships between solar activity and climate change.—A symposium held at Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, Nov. 7—8, 1973, NASA SP-366, p. 13—24.

Е. П. Борисенков, Л. К. Ефимова

ВЛИЯНИЕ АНТРОПОГЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ И ОБЛАЧНОСТИ НА НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ КЛИМАТА

В связи с интенсивным развитием хозяйственной деятельности человека наблюдается все возрастающее влияние ее последствий на окружающую среду и, в частности, на погоду и климат. В настоящее время роль антропогенных факторов влияния на климат в энергетическом смысле все еще менее существенна, нежели естественных. Однако бесспорно, что развитие хозяйственной деятельности достигло таких масштабов, когда роль антропогенных факторов со временем будет возрастать все больше, вызывая все более заметные изменения в режиме погоды и климата. При энергетической оценке возможных эффектов воздействия различных антропогенных факторов следует иметь в виду, что для изменения циркуляционного режима атмосферы, связанного с генерацией кинетической энергии атмосферных движений, необходимо затратить энергию порядка $2,5-5 \text{ Вт/м}^2$, в то время как такого количества энергии совершенно недостаточно, чтобы существенно изменить тепловой режим атмосферы.

Таким образом, хотя средний тепловой режим атмосферы при воздействии ряда антропогенных факторов может и не измениться сколь-нибудь ощутимо, но динамика атмосферы в некоторых районах, в том числе и в районах воздействия (новообразование циклонов и антициклонов, их эволюция, повторяемость), может заметно изменяться [1]. Это, естественно, скажется на погоде и климате отдельных районов, а также, в ряде случаев, может способствовать развитию аномальных условий погоды и нежелательных экстремальных региональных климатических условий.

В этой связи, наряду с задачей оценки влияния антропогенных факторов на глобальный климат в целом, представляет интерес и оценка их влияния на динамический режим атмосферы, которое может проявиться как непосредственно в районах интенсивного воздействия, так и опосредованно в других районах. В данной работе ставится задача определения характера возможного влияния на вертикальные движения в тропосфере эф-

екта антропогенного воздействия на подстилающую поверхность, связанного с орошением засушливых земель, а также возможного образования перистой облачности.

> Иллюстрацией того, к каким серьезным последствиям могут привести процессы воздействия на подстилающую поверхность в результате сельскохозяйственной деятельности, служат материалы Конференции ООН по наступлению пустынь, проходившей 29 августа по 9 сентября 1977 г. [При этом, согласно [5], наступление пустынь определяется как усиление интенсивности пустынных условий или увеличение охватываемой ими площади, обуславливающие уменьшение способности земли к поддержанию жизни скота и растительности.]

В настоящее время скорость наступления пустынь достигает 0 000 км²/год (это примерно равно площади Бельгии и Нидерландов вместе взятых), что, естественно, вызывает растущую заботу мировой общественности, при этом проблема наступления пустынь рассматривается как глобальная и предполагается международное сотрудничество в борьбе с этим явлением.]

Как отмечалось на Конференции [5], результаты исследований показали, что хотя во многих случаях климатические условия представляют собой фон, на котором происходит наступление пустынь, изменения климата не являются главной причиной этого явления. Основная причина заключается в чрезмерной нагрузке на землю (пашню или пастбище), т. е. в неправильном землепользовании в условиях крайней чувствительности экологического баланса и изменчивого, неблагоприятного климата. Неправильное землепользование, например чрезмерный выпас скота, многокультурное земледелие, вырубка деревьев и т. п., лишает почву защиты от ветровой и водной эрозии, в результате чего теряется плодородный слой почвы и облегчается продвижение песков из пустынь.]

[Помимо такого «адвективного» механизма наступления пустынь, связанного с механическим переносом массы песка, представляет интерес и другой эффективный физический механизм, предложенный Чарни [10] для объяснения развития засушливых условий и значительного расширения площади пустынь в Сахели под влиянием антропогенных изменений подстилающей поверхности. Это так называемый эффект самоусиления пустынь при увеличении альбедо, заключающийся в радиационно обусловленном усилении нисходящих движений, что в конечном счете вызывает уменьшение количества выпадающих осадков, а значит и дальнейшее усиление засушливых условий. Такого рода выводы получены в [10] на основе математического моделирования воздействия на динамику воздушного потока над Сахарой изменений радиационных характеристик подстилающей поверхности.]

Из сказанного следует, что вопросы, связанные с проблемой орошения засушливых пустынных территорий, в том числе и изучение характера влияния такого рода хозяйственной деятель-

ности на динамику атмосферы в районах орошения, весьма актуальны.

Наиболее интенсивно орошаемое земледелие у нас в стране развивается в пустынных районах Средней Азии и Южного Казахстана, характеризующихся богатыми почвенно-климатическими ресурсами. Интенсификация орошаемого земледелия в этих районах началась примерно в 1960 г., когда площадь орошаемых земель составляла приблизительно $4 \cdot 10^6$ га. К 1990 г. эта величина, как планируется, возрастает до $9 \cdot 10^6$ га. При этом полагается, что основные водные ресурсы этого района (воды Амударьи и Сырдарьи) будут практически полностью использоваться при орошении и для дальнейшего расширения площади орошаемых земель необходимо будет привлекать водные ресурсы других районов страны, в частности, ставится вопрос о переброске части стока сибирских рек в Среднюю Азию.

Процесс увеличения площади орошаемых земель в бассейнах Амударьи и Сырдарьи, как известно, сопровождается закономерным уменьшением стока этих рек в Аральское море. Средний многолетний сток в Аральское море, полученный как на основе расчета водного баланса моря, так и путем гидрологических расчетов, до 1960 г. составлял $53 \text{ км}^3/\text{год}$. Согласно данным, приведенным в [7], количество речных вод, достигающих Арала, к 1990 г. не превысит $18 \text{ км}^3/\text{год}$ и далее уменьшится до $12 \text{ км}^3/\text{год}$. Учитывая, что поступление в Аральское море подземных вод, как полагает большинство исследователей, составляет лишь $1 \text{ км}^3/\text{год}$, то, согласно прогнозам, акватория Аральского моря к 1990 г. может сократиться до $45\,500 \text{ км}^2$ [7]. Следовательно, при существующих темпах увеличения площади орошаемых земель за счет ресурсов рек Амударьи и Сырдарьи без принятия соответствующих мер Аральское море в конечном счете может перестать существовать.

Выявлению закономерностей изменений метеорологического режима приземного слоя воздуха под влиянием орошения посвящены работы, основанные на анализе эмпирических данных, и работы теоретического плана [3, 6, 8, 9 и др.]. Но в связи с большими масштабами и большой интенсивностью преобразований подстилающей поверхности в результате орошения засушливых земель, а также сокращения акватории Аральского моря, естественно, следует ожидать и возможных изменений циркуляции не только в приземном, но и в более высоких слоях тропосферы, обусловленных изменением условий поглощения радиации у поверхности земли вследствие изменения радиационных характеристик подстилающей поверхности.

В получении такого рода оценок для вертикальных скоростей в тропосфере и конкретизировалась сформулированная выше задача данной работы — оценить возможное влияние на динамику атмосферы антропогенно обусловленных изменений подстилающей поверхности вследствие орошения больших территорий пустынь Средней Азии и сокращения акватории Аральского моря.

ия этого мы воспользовались реализованной нами ранее [2] численной моделью, использующей исходную систему уравнений тематической модели Чарни [10].

Математическая модель Чарни представляет собой стационарную двумерную модель воздушного потока над изучаемой им областью, содержащую ряд вполне допустимых ограничений (и упущений). В связи с этим вполне закономерен вопрос, насколько качественно правильно данная модель определяет поведение описываемых ее характеристик. В этой связи необходимо отметить следующее. Результаты численных экспериментов с этой моделью, предложенной Чарни, проверялись на трехмерной нестационарной модели общей циркуляции атмосферы NASA GISS доктором Алленом и др. [10]. При этом оказалось, что качественные выводы о взаимообусловленности физических процессов, полученные на основе численных экспериментов с математической моделью Чарни, хорошо совпадают с выводами, полученными в результате численного моделирования эффекта изменения альбедо подстилающей поверхности на трехмерной нестационарной модели общей циркуляции атмосферы.

Это говорит о том, что численная модель [10] достаточно хорошо описывает взаимообусловленность изучаемых с ее помощью физических процессов. Дополнительное подтверждение этого обобщения дает работа [11]. Авторы этого исследования проверяли описанный выше биогеофизический механизм, предложенный Чарни, на двумерной зональной атмосферной модели ZAM-2. Результаты эксперимента [11] находятся в соответствии с результатами более ранней проверки гипотезы Чарни на модели NASA GISS 3D GCM, о которой говорилось выше, и значит также свидетельствуют о том, что математическая модель Чарни [10] достаточно хорошо описывает физику изучаемых явлений.

Итак, основная система уравнений, сформулированная в [10], описывает взаимосвязь баланса длинноволнового излучения и поля температуры и имеет следующий вид:

$$c_p \rho \nu h \frac{N^2}{l^2} T_{yy} = (\tau_\infty - \tau) F_\tau, \quad (1)$$

$$F_{\tau\tau} - F = 2\sigma \bar{T}^3 T_\tau. \quad (2)$$

Здесь F — баланс длинноволнового излучения, T — температура воздуха; τ — оптическая глубина, σ — постоянная Стефана — Больцмана, N^2 — параметр устойчивости, l — параметр Кориолиса, ν — коэффициент вязкости, ρ — плотность; нижние индексы переменных означают дифференцирование по соответствующим координатам.

Массовая функция тока и вертикальная скорость определяется как

$$\psi \equiv \int_0^z \bar{\rho} \bar{\nu} dz = -\frac{\bar{\rho} \bar{\nu} u_z}{l} = \frac{g \bar{\rho} \bar{\nu}}{l^2} \frac{T_y}{T}. \quad (3)$$

$$\psi_y = \bar{\rho} \omega = - \frac{g \bar{\rho} \nu}{l^2} \frac{T_{yy}}{\bar{T}}, \quad (1)$$

где u, v — составляющие вектора скорости ветра.

Граничные условия фиксируют T , а следовательно, и F согласно (1) и (2) как функцию τ на южной (y_1) и северной (y_2) границах области решения. Для моделирования эффекта изменения изучаемых характеристик, обусловленных лишь изменением условий поглощения радиации на верхней и нижней границах области решения, полагается $T(y_1, \tau) = T(y_2, \tau)$. Граничные условия для F предусматривают задание T на нижней границе атмосферы и определения F на верхней ее границе из второго уравнения системы, переноса длинноволновой радиации в предположении $G=0$:

$$F_\tau - F = 2(B - U), \quad (5)$$

$$F_\tau + F = 2(B - G). \quad (6)$$

Здесь U и G — направленные вверх и вниз потоки длинноволновой радиации, B — излучение абсолютно черного тела.

В окончательном виде система уравнений (1) и (2) записывается для безразмерных переменных, получаемых посредством деления F и T на выражения $(1-A)/S$ и $T_\infty/4\tau_\infty$ соответственно и безразмерных координат $\xi = \tau/\tau_\infty = 1 - e^{-z/h}$ и $y = \lambda \eta$ и имеет вид:

$$F_{\xi\xi} - \tau_\infty F = \left(\frac{\bar{T}}{\bar{T}_\infty} \right)^3 T_\xi, \quad (7)$$

$$\nu' T_{\eta\eta} = (1 - \xi) F_\xi, \quad (8)$$

где

$$\nu' = \frac{1}{2} \{1 + \text{th}[10(\xi_1 - \xi)]\} \frac{\bar{\rho}}{\bar{\rho}_0} + 0,1, \quad \xi_1 = 0,8,$$

$$\lambda^2 = \frac{c_p T_\infty \bar{\rho}_0 \nu_0 h}{4(1-A) S \tau_\infty} \frac{N^2}{l^2}$$

— радиус деформации Россби.

Для оценки возможного влияния перистой облачности на динамику антициклонов в [2] был сформирован эффективный алгоритм численного решения исходной системы уравнений, предусматривающий модификацию системы конечно-разностных аналогов уравнений (7) и (8) с учетом граничных условий и дальнейшего решение модифицированных систем конечно-разностных уравнений методом матричной факторизации.

Однако для настоящего исследования пришлось ввести изменение в формулировку граничных условий для основной системы уравнений, предусмотренную в работе [10]. В [10] полагается, что величина баланса длинноволнового излучения на нижней границе атмосферы определяется выражением $F_{z=0} = (1-A)S$, где

Л. А. Галин

— альbedo, S — направленный вниз поток солнечной радиации. При такой формулировке считается, что вся поглощенная энергия тратится на тепловое излучение, т. е. радиационный баланс равен нулю. Такое приближение допустимо для пустыни, когда трата тепла на испарение чрезвычайно мала. Вследствие малой влажности почвы и поглощенная энергия тратится в основном на эффективное излучение и турбулентный обмен (причем причина последнего не учитывается в рассматриваемом в работе [10] краевом условии). Для постановки задачи [10], предусматривающей исследование влияния изменений отражающих свойств подстилающей поверхности на вертикальные движения, такое нижнее граничное условие было корректным, так как радиационные характеристики исследуемых в [10] поверхностей, как пускалось в [10], отличались лишь значениями альbedo. Таким образом, в [10] не учитывалось возможное при смене типа рассматриваемой поверхности перераспределение энергии поглощенной коротковолновой солнечной радиации на такие процессы, как испарение, поток тепла в почву, турбулентный обмен. Ввиду этого для нашей задачи такая формулировка нижнего краевого условия для F оказалась неприемлемой.

Как известно, орошение существенно меняет соотношение между отдельными компонентами радиационного и теплового баланса. Происходит увеличение поглощенной солнечной радиации в основном вследствие уменьшения альbedo подстилающей поверхности (влажная почва, покрытая растительностью), а также в результате увеличения приходящей солнечной радиации. Согласно [9], увеличение поглощенной солнечной радиации при орошении территорий будет составлять до 10—15 % аналогичной величины для пустынных районов.

Но наиболее существенным является не увеличение поглощенной радиации, а факт существенного перераспределения ее между различными составляющими теплового баланса для орошаемых территорий по сравнению с пустынными.

Как известно, поглощенная радиация Π расходуется на эффективное излучение, испарение, турбулентный обмен и поток тепла в почву. В то время как для пустыни величиной затраты тепла на испарение можно с полным основанием пренебречь, для орошаемых территорий эта величина существенно велика. Кроме того, она значительно больше других составляющих теплового баланса, и пренебрегать ею, полагая $F_{z=0} = (1-A)S = \Pi$, естественно, нельзя. Орошение также существенно меняет и величину эффективного излучения F вследствие заметного уменьшения температуры подстилающей поверхности, вызванного затратой тепла на испарение, и значительного увеличения влажности. Как показывают экспериментальные данные по синхронному измерению температуры почвы и влажности на орошаемом поле в пустыне, разница между максимальными значениями температуры почвы достигает 20 °C и более, а увеличение влажности приземного слоя над орошаемым полем достигает 5 мбар. Вслед-

ствие этого над орошаемым полем значительно уменьшается баланс длинноволнового теплового излучения. По экспериментальным данным и согласующимися с ними теоретическим расчетом такое уменьшение F в оазисе может достигать 50 % от величины эффективного излучения в пустыне. В результате сильного уменьшения эффективного излучения и увеличения поглощенной радиации радиационный баланс для орошаемых территорий закономерно увеличивается, что, естественно, не нашло бы отражения в формулировке нижнего граничного условия из [10], которое полагает величину радиационного баланса неизменной (равной 0) для территорий с разными альбедо.

В соответствии со сказанным, мы отказались от граничного условия, предложенного в [10]. В проведенной серии численных экспериментов по изучению влияния эффекта орошения на вертикальные скорости мы полагали $F_{z=0} = F_N$, где F_N — значения баланса длинноволнового излучения есть реальные величины F , полученные экспериментально (для некоторых численных экспериментов брались рассчитанные величины F_N). Вследствие этого в уравнениях (6) и (7) безразмерные величины F берутся в результате деления на величину F_N , а параметр λ^2 — диус деформации — примет вид:

$$\lambda^2 = \frac{c_p T_\infty \bar{\rho}_0 v_0 h}{4 F_N \tau_\infty} \frac{N^2}{l^2}.$$

Подобная формулировка нижнего граничного условия для отражает реальные отличия F , имеющие место для пустынь и орошаемых территорий, и, таким образом, в ней находит качественное отражение не только фактор изменения альбедо простилающей поверхности, но и такой важный для орошаемых территорий фактор, как затрата тепла на испарение.

В качестве экспериментальных данных для величин баланса длинноволнового излучения, используемых в численной схеме в нижнем краевом условии, нами были привлечены данные экспедиций, проведенной в ГГО при участии Института пустынь Туркменской ССР в июле — августе 1972 г. в юго-восточной части центральных Каракумов (район Чашкента). Во время экспедиций в течение восьми суток проводился комплекс метеорологических наблюдений (в том числе и актинометрических) синхронно, идентичными приборами на двух площадках: в оазисе орошаемом хлопковым полем и в Каракумской пустыне, непосредственно примыкающей к оазису и распространяющейся к северу от него на сотни километров. Характер поверхности этой части пустыни — песчаная почва с редкой выгоревшей растительностью. Измерения производились суточными сериями, включающими 24 срока наблюдений, одновременно на двух площадках. Облачность за время наблюдений практически отсутствовала.

Заметим также, что результаты измерений во время данной экспедиции в Чашкент представляют большой интерес, так

литературе почти не встречается материалов синхронных наблюдений на орошаемом поле и пустыни, за исключением, пожалуй, лишь данных экспедиций ГГО 1953 г. в Пахта-Арале, имеющиеся данные наблюдений в оазисах не являются типичными для орошаемых полей, хотя и могут быть использованы лишь для предварительных оценок эффекта орошения.

Для расчета были выбраны средние за сутки и экстремальные дневные и ночные значения F_N , характеризующие величины эффективного излучения для пустыни и орошаемого поля. Кроме того, был проведен численный эксперимент, в котором в качестве F_N использовались рассчитанные в [9] величины ΔF , отражающие изменения эффективного излучения при орошении Какакумов.

Для всех этих граничных значений F_N были рассчитаны, согласно уравнениям модели, вертикальные скорости, обусловленные лишь эффектом изменения условий поглощения радиации и перераспределением ее между отдельными составляющими теплового баланса поверхности (напомним, что для того, чтобы исключить наложение эффекта изменений ω за счет существовавшего меридионального градиента T , температуры на границах области решения полагались равными).

Как показали результаты численных экспериментов, величины радиационно обусловленных вертикальных скоростей ω в тропосфере над орошаемыми территориями меньше, чем над пустынными (примерно в 2—3 раза). Как известно, сильные нисходящие движения, сопровождаемые адиабатическим сжатием, способствуют деградации облачности и уменьшению главным образом, конвективных осадков. Следовательно, выявленную в результате численных экспериментов тенденцию к уменьшению скорости нисходящих движений в средней тропосфере над орошаемыми территориями можно рассматривать как фактор, препятствующий описанному выше и в [10] механизму усиления засушливых условий через увеличение скорости нисходящих движений, а значит и уменьшающий вероятность наступления пустынь т. е. эффект орошения вызовет поддерживающий его режим вертикальных скоростей. Максимальные различия в интенсивности радиационно обусловленных ω , как показали расчеты, обнаруживаются в послеполуденные часы (примерно в 15 ч), когда особенно велика разница в величинах эффективного излучения для пустынных и орошаемых территорий в основном из-за значительного увеличения F в условиях сильного разогрева поверхности пустыни. В ночные часы значения ω над орошаемыми и пустынными районами близки друг к другу и малы по абсолютной величине. Над орошаемыми районами суточный ход ω в тропосфере выражен слабо, в отличие от пустынных районов.

На рис. 1 представлены данные одного из проведенных численных экспериментов, в котором моделировалась ситуация орошаемого поля, окруженного пустыней. Полагалось, что орошаемая территория простирается на расстояние до 300 км (в преде-

лах значений λ от 0,3 до 0,7). Пустыни занимают территории в пределах значений λ от 0,1 до 0,3 и от 0,8 до 1,0. Потоки эффективного излучения на нижней границе атмосферы для различных типов поверхностей брались близкими к максимальным и данным средних из восьми серий наблюдений экспедиции в Чагкенте. Отчетливо проявляется описанная выше закономерность уменьшения абсолютных величин вертикальных скоростей во всех рассчитанных уровнях в тропосфере, постепенное уменьшение амплитуды вертикальных скоростей по мере перехода к бо-

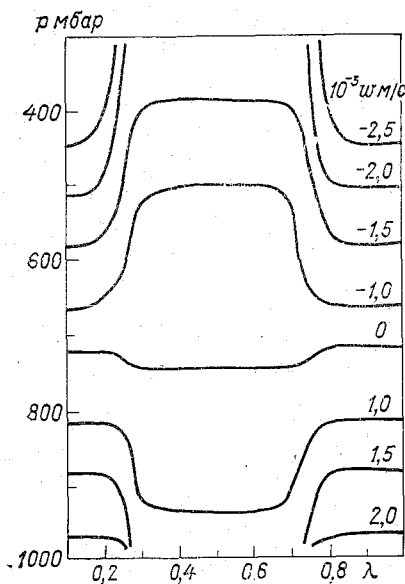


Рис. 1. Вертикальные скорости w для орошаемого поля, окруженного пустыней, рассчитанные по экспериментальным данным [11] при безоблачных условиях.

лее высоким уровням и последующая смена их направления приблизительно с уровня 700 мбар (отрицательные значения означают нисходящие движения).

В работе [2] был предложен способ учета в рассматриваемой численной модели эффекта влияния перистой облачности на вертикальные движения. Наличие облаков верхнего яруса учитывалось в [2] параметрически посредством изменения величины баланса длинноволнового излучения у земной поверхности и на верхней границе атмосферы, вызываемых перистой облачностью. На основе численных экспериментов в [2] был сделан вывод об уменьшении скорости нисходящих движений в средней тропосфере в результате воздействия перистой облачности на баланс длинноволнового излучения.

В настоящем исследовании последствия изменений радиационных характеристик подстилающей поверхности вследствие

орошения мы также промоделировали эффект наличия перистой облачности для всех рассмотренных случаев изменений F для орошаемой и пустынной территорий. При этом эффект изменения перистой облачностью F задавался, как и в [2], согласно данным Флеминга и Кокса [12]. Для каждой из семи рассмотренных ситуаций, различающихся типом поверхности и временем суток, были также рассчитаны w при условии наличия над изучаемыми территориями как сплошной, так и несплошной перистой облачности. Наличие перистой облачности над каждым из рассмотренных типов подстилающей поверхности уменьшает величину радиационно обусловленных нисходящих движений в средней

тропосфере и таким образом снижает возможность развития или усиления антициклонической циркуляции, длительное наличие которой в летнее время способствует развитию засушливых условий.

На рис. 2 а, б приводятся поля вертикальных скоростей для пустынных и орошаемых территорий при условии наличия над ними несплошной перистой облачности. При этом задаются следующие условия: участки перистой облачности горизонтальной протяженностью 120 км ($\sim 0,2 \lambda$) чередуются с такими же по протяженности участками безоблачного неба. Видно, что как для

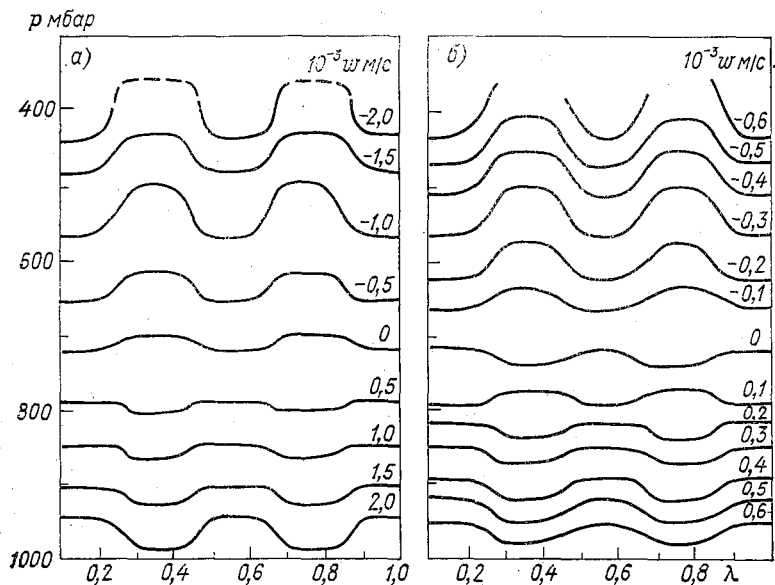


Рис. 2. Вертикальные скорости w над пустыней (а) и орошаемым полем (б) при наличии несплошной перистой облачности.

пустынных, так и для орошаемых территорий значения w при наличии перистой облачности меньше для всех расчетных уровней. Амплитуда изменений абсолютных величин w уменьшается в слое от 400 до 750 мбар, после чего она опять возрастает. При наличии несплошной перистой облачности поле w перестраивается таким образом, что значения w на участках в просветах облачности немного меньше, чем для случаев, когда облачность отсутствует полностью над рассматриваемым районом.

Таким образом, наличие перистой облачности над орошаемой территорией усиливает эффект влияния орошения на радиационно обусловленные вертикальные скорости, так как оба эти эффекта вызывают уменьшение нисходящих движений в средней тропосфере. Наличие же перистой облачности над пустыней будет не-

сколько снижать характерные для пустыни довольно большие радиационно обусловленные скорости и тем самым уменьшать различие в значениях w над орошаемой и пустынной территориями. По-видимому, особенно полезным было бы наличие C_i на граничной областью пустыня — орошаемая территория, для того чтобы избежать развития в этой промежуточной зоне при возможном изменении альбеда эффекта самоусиления пустынь, описанного Чарни [10], который в принципе сможет привести к расширению зоны пустыни за счет территории оазиса. Хотя при достаточном орошении, которое сейчас проводится в осваиваемых районах Средней Азии, и правильном землепользовании, исключая значительное увеличение альбеда в пограничной зоне, вероятность наступления пустынь в этих районах, по-видимому, незначительна.

Как уже отмечалось выше, процесс расширения орошаемых земель в Средней Азии сопровождается понижением уровня Аральского моря вследствие уменьшения стоков Амударьи и Сырдарьи за счет вод, идущих на орошение. Поэтому представлял интерес промоделировать и эффект влияния такого рода изменения подстилающей поверхности на большой территории на вертикальные скорости в тропосфере. К сожалению, синхронных экспериментальных данных об эффективном излучении над водной поверхностью Аральского моря и окружающей его суши не оказалось. Однако весьма интересные данные такого плана содержатся в [4], где приводятся результаты так называемого совмещенного подспутникового эксперимента, одной из задач которого являлось получение одновременных данных о радиационных характеристиках атмосферы у поверхности земли, на различных уровнях и ее верхней границе (ИСЗ). Выбор района зондирования определялся в этом эксперименте, в частности, требованием наличия границы раздела двух поверхностей с сильно различающимся альбедом, вследствие чего в одном из полетов были измерены радиационные характеристики атмосферы над восточной частью Каспийского моря и восточным его побережьем в районе Мангышлака.

Эксперимент проводился 1 августа 1971 г. Учитывая, что в подспутниковом эксперименте район зондирования, прилегающий к Каспийскому морю, представляет собой пустыню и находится примерно на широтах Аральского моря, мы пришли к заключению, что результаты численного моделирования с использованием данных этого эксперимента [4] будут в значительной мере отражать условия, характерные для Аральского моря и прилегающих к нему территорий.

На рис 3 а, б представлены профили радиационно обусловленных вертикальных скоростей для моря и суши. Как видно из рисунка, значения w над морем меньше, чем над прилегающим побережьем, причем значения w над прилегающей к морю территорией несколько ниже, чем над Каракумами в послеполуденные часы (см. рис. 1).

Следовательно, как показывают данные расчетов, по мере понижения уровня Аральского моря, нисходящие скорости в средней тропосфере, обусловленные изменением эффективного излучения вследствие изменения типа подстилающей поверхности, будут увеличиваться для все больших территорий. В пределе, если вместо водной поверхности Аральского моря будет поверхность типа пустыни, то для большой территории его бывшей акватории новые условия поглощения и перераспределения радиации между составляющими теплового баланса будут способствовать усилению в средней тропосфере нисходящих движений, что, как отмечалось, будет способствовать дальнейшему поддержанию и развитию засушливых условий. При этом радиационные характеристики образовавшейся на месте Аральского моря пустыни, по-видимому, будут несколько отличаться от окружающих (Каракумов, так как значительную часть поверхностного слоя будут составлять соли, вследствие чего альбедо такой поверхности может составлять примерно 0,5—0,6, т. е. больше, чем для окружающих его территорий. Вопрос оценки вероятности засоления и близлежащих территорий в этой ситуации в результате выноса солей заслуживает дополнительного рассмотрения.

Разумеется, вследствие ряда ограничений в физической формулировке использованной схемы [10, 2] приведенные здесь результаты численных экспериментов носят в значительной мере качественный характер. Эффект радиационно обусловленных вертикальных скоростей может сочетаться в реальной атмосфере с рядом других эффектов, вследствие чего результирующая w может и не следовать выявленным закономерностям. Однако поведение радиационно обусловленной ее составляющей будет в значительной мере описываться в свете приведенных здесь данных.

Получение выводов о суммарном эффекте в различных ситуациях не входило в рамки данной работы, однако, по-видимому, эффект радиационной составляющей в ряде случаев будет определяющим, так как известно, что основные черты климата пустыни Средней Азии в летнее время обусловлены радиационными факторами.

В результате численных экспериментов качественно удалось обнаружить следующие закономерности:

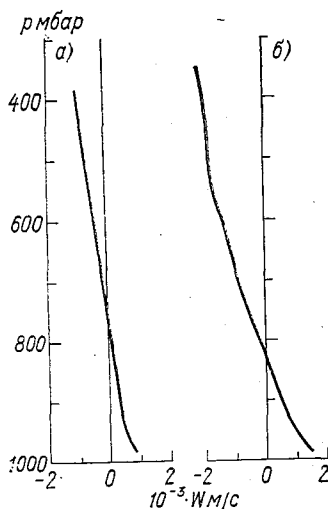


Рис. 3. Профили вертикальных скоростей w над морем (а) и суши (б) рассчитанные по данным [4] при безоблачных условиях.

1. Орошение, обуславливающее уменьшение альbedo подстилающей поверхности и, что наиболее существенно, значительно перераспределение энергий поглощенной солнечной радиации между расходными составляющими теплового баланса, приводит к уменьшению радиационно обусловленных вертикальных скоростей в тропосфере над орошаемыми территориями (по сравнению с пустынными). Выявленную тенденцию к уменьшению скорости нисходящих движений в средней тропосфере можно рассматривать как фактор, препятствующий механизму развития и самоусиления засушливых условий через увеличение скорости нисходящих движений.

2. Образование перистой облачности над орошаемыми территориями усилит влияние орошения на радиационно обусловленные вертикальные скорости, поскольку перистая облачность также способствует уменьшению скорости нисходящих движений в средней тропосфере.

3. В связи с понижением уровня Аральского моря в результате уменьшения стока рек из-за использования их водных ресурсов для орошения и возможным образованием пустыни на месте его акватории новые условия поглощения солнечной радиации и перераспределения поглощенной энергии будут способствовать усилению в средней тропосфере радиационно обусловленных нисходящих движений. Это может содействовать дальнейшему подержанию и самоусилению засушливых условий над изменяющейся подстилающей поверхностью, которая, по-видимому, будет представлять собой «белую» пустыню со значительно большим альbedo, чем для окружающих его территорий.

4. Полученные в работе результаты носят качественный характер, так как физическая формулировка использованной для оценок численной схемы построена с рядом ограничений, таких например, как исключение из рассмотрения адвективных факторов, вследствие чего результирующий эффект влияния рассмотренных антропогенных изменений подстилающей поверхности может быть значительно сложнее и проявиться также в других районах

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Состояние и современные проблемы энергетики атмосферных процессов.— В кн.: Проблемы современной гидрометеорологии. Л. Гидрометеиздат, 1977, с. 123—144.
2. Борисенков Е. П., Ефимова Л. К. Теоретическая оценка влияния перистой облачности и альbedo подстилающей поверхности на динамику антициклонов.— Труды ГГО, 1978, вып. 408, с. 101—111.
3. Горбунова И. Г., Орловский Н. С., Утина З. М. Изменение температуры и влажности воздуха при орошении пустынных территорий.— Проблемы освоения пустынь, 1977, № 6, с. 9—14.
4. Кондратьев К. Я. и др. Совмещенный подспутниковый эксперимент, К. Я. Кондратьев, В. А. Иванов, В. Ф. Жвалев, М. А. Прокофьев, Н. Е. Тер-Маркарянц, Л. И. Чапурский.— Труды ГГО, 1973, вып. 317, с. 105—114.
5. Конференция Организаций Объединенных Наций по наступлению пустынь.— Бюллетень ВМО, 1978, т. XXVII, № 1, с. 12—17.

- Лайхтман Д. Л. О физических принципах нормирования орошения. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1955, № 6, с. 541—546.
- Минаева Е. Н. Возможные изменения в распределении составляющих испарения на равнинах Средней Азии. — В кн.: Вопросы антропогенных изменений водных ресурсов. М.: Изд. ИГ, 1976, с. 135—143.
- Утина З. М. К вопросу о трансформации температуры и влажности при орошении. — Труды ГГО, 1973, вып. 297, с. 173—177.
- Утина З. М., Шехтер Р. Н. Влияние орошения на радиационный баланс подстилающей поверхности и его составляющие. — Метеорология и гидрология, 1977, № 6, с. 17—23.
0. Charney J. G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. — Quart. J. Roy. Met. Soc., 1975, vol. 101, p. 193—202.
1. Ellsaesser H. W., MacCracken M. C., Potter G. L., Lutter F. M. An additional model test of positive feedback from high desert albedo. — Quart. J. Roy. Met. Soc., 1976, vol. 102, p. 655—666.
2. Fleming J. R., Cox S. R. Radiative effects of cirrus clouds. — J. Atmos. Sci. 1974, vol. 31, p. 182—188.

СОДЕРЖАНИЕ

Н. С. Шишкин. О запасах конвективной энергии в атмосфере	1
Н. С. Шишкин. К расчету водозапаса конвективных облаков над большими территориями	1
Ю. А. Довгальук, А. В. Зинченко. К решению задачи восстановления вертикального профиля осадков из слоистообразных облаков	2
В. Г. Баранов, Ю. А. Довгальук, А. В. Зинченко, Т. Ф. Кучинская. Некоторые результаты расчетов вертикального профиля обложных осадков	2
В. В. Шлыков, В. В. Клинго. О кинетике кристаллизации переохлажденных водяных капель, находящихся в воздушной среде	2
В. В. Клинго, Г. Д. Кудашкин, Б. Ш. Файзуллин. Расчет числа столкновений частиц реагента с облачными каплями для оценки действия механизма контактной нуклеации	3
В. Я. Никандров, П. Ф. Свистов, Н. Н. Бурчуладзе, Ю. И. Туркин. Химический состав и заряджение капель при фазовых переходах	4
Г. М. Башкирова, И. А. Молоткова. К вопросу о разрушении капель при замерзании	5
Ю. Д. Дьяченко, Г. Д. Кудашкин, А. И. Сидоров, Н. А. Силин, Н. С. Шишкин. Разработка пиротехнического самолетного аэрозольного генератора для воздействия на облака	6
Г. Д. Кудашкин, В. В. Егоров, С. Л. Васильев. Методика и предварительные результаты натурных экспериментов по вызыванию осадков из конвективных облаков при воздействии кристаллизующими реагентами с самолетов Ан-2	7
Т. Н. Громова, И. А. Скороденко, Н. В. Торопова, Т. М. Унгерман. О химическом составе дождя и града, выпавших из облаков при проведении воздействий с целью градозащиты	8
А. А. Синькевич. К анализу работы ИК радиометра при измерении температуры воздуха в свободной атмосфере и в облаках	9
А. А. Синькевич. К вопросу о распределении температуры в мощных кучевых облаках, переходящих в кучево-дождевые	10
Г. И. Осипова. Облачные ресурсы для искусственных воздействий в лесной зоне Урала	10
Е. В. Оренбургская. К характеристике условий, благоприятных для воздействия в пожароопасных районах Сахалина	11
В. Д. Панин, Е. Т. Никонова. Эксперимент по оценке влияния перистой облачности на динамику барических образований	12
Е. П. Борисенков, Л. К. Ефимова. Влияние антропогенных изменений характеристик подстилающей поверхности и облачности на некоторые черты климата	13