

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

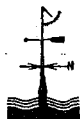
ТРУДЫ

ВЫПУСК 356

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И АКТИВНЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

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

281443



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД • 1975

ГИДРОМЕТЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИН-Т
БИБЛИОТЕКА

Сборник посвящен теоретическим и экспериментальным исследованиям конвективных облаков и физических процессов, протекающих в них. Рассматриваются особенности замерзания и электризации капель чистой воды и растворов. Обсуждаются возможности использования радиолокационных данных для обнаружения ливней, гроз и оценки эффекта воздействия. Излагаются результаты аэроклиматологических работ, посвященных грозовой деятельности в некоторых районах ЕТС и повторяемости ресурсной облачности для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками в некоторых районах Сибири и севера ЕТС.

Рассчитан на научных сотрудников, работающих в области физики атмосферы и активных воздействий.

The articles are incorporated in the monograph devoted to the theoretical and experimental investigation of convective clouds and physical processes proceeding in them. The features are considered of freezing electricizing water pure drops and those with impurities. The possibilities are discussed of using the radar data for detecting the showers, thunderstorms and for estimating the effect of influence.

The results are set forth of aeroclimatological works characterizing the thunderstorm activity in some regions of the European Territory of the USSR (ETU) and on frequency of resource cloudiness for extinguishing the forest fires by artificially produced precipitation in some regions of Siberia and the north of ETU.

The monograph is intended for scientific workers engaged in the field of physics of the atmosphere and weather modification.

А. В. БРОМБЕРГ, Н. В. БЫЧКОВ, Т. Н. ГРОМОВА,
В. Я. НИКАНДРОВ

ОБ ЭФФЕКТИВНОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПЕРЕОХЛАЖДЕННОГО ТУМАНА ПОД ВЛИЯНИЕМ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ, ДИСПЕРГИРОВАННЫХ ВЗРЫВОМ

Наряду с нашедшими широкое применение в практике активных воздействий твердой углекислотой, иодистым серебром и иодитым свинцом весьма перспективными реагентами являются сернистая медь, флороглюцин и метальдегид.

В основе применения сернистой меди лежит способ механического диспергирования порошка. Это объясняется тем, что к сернистой меди неприменимы способ термической возгонки вследствие разложения CuS при температуре выше 220°C и метод растворов вследствие ничтожно малой растворимости CuS в воде (10^{-21} г на 100 г H_2O при $T=20^\circ\text{C}$).

Льдообразующая активность сернистой меди существенно зависит от свойств исходного продукта и от способа его диспергирования, так как определяется спектром аэрозольных частиц и их общим количеством в расчете на единицу массы реагента [1, 3].

В лабораторных опытах флороглюцин испытывался преимущественно в виде растворов [5, 7], поскольку он хорошо растворяется в воде, ацетоне, спирте и этиловом эфире.

Результаты лабораторных и предварительных полевых опытов показали достаточно высокую эффективность флороглюцина. Однако недостатком этого метода, ограничивающим его применение в естественных условиях, является необходимость транспортировки в облако растворителя в количестве, превышающем во много раз расход льдообразующего вещества.

Возможность эффективной возгонки флороглюцина и метальдегида до недавнего времени представлялась многим исследователям сомнительной из-за их термической неустойчивости (при нагревании метальдегида и флороглюцина до температуры $80-110$ и 200°C соответственно часть вещества разлагается, при этом число образующихся ледяных кристаллов оказывается незначительным).

После того как в лабораторных условиях Н. В. Бычков и др. [4] получили высокоэффективный аэрозоль флороглюцина и

метальдегида тепловым способом, возникла необходимость разработки достаточно совершенной системы распыления органических веществ с целью их практического использования.

Наиболее эффективными и удобными в настоящее время средствами доставки реагента в облака являются патроны, снаряды и ракеты, при этом диспергирование реагента производится либо в результате сгорания пиромесей, либо в результате разрыва снаряда (патрона), содержащего льдообразующее вещество.

Принимая во внимание большую зависимость льдообразующей активности органических веществ от температуры возгонки и от наличия различных примесей в пиромесях, а также невозможность термического диспергирования сернистой меди, было решено исследовать эффективность диспергирования указанных льдообразующих веществ взрывом. Как следует из работы [6] число активных частиц AgI и PbI_2 , полученных при взрыве снарядов в естественных условиях, на порядок ниже их числа при моделировании взрыва в лаборатории и на несколько порядков ниже этой величины для аэрозолей чистых реагентов, исследованных в лаборатории. Для выбранных нами с целью исследования реагентов подобные работы не выполнялись.

Опыты по диспергированию льдообразующих веществ взрывом проводились путем подрыва патронов с реагентом в бронекамере объемом $13,5 \text{ м}^3$. Патроны для реагента изготавливались из пластмассовой трубки с внутренним диаметром 24 и 18 мм и длиной 60 мм. Аэрозоль активного вещества получали в результате подрыва таких патронов, содержащих в прессованном виде от 5 до 30 г льдообразующего вещества (плотность прессования около 1 г/см^3) и от 0,7 до 8 г заряда (черный порох, взрывчатое вещество, тетрил).

В процессе проведения опытов исследовались химический состав образующегося аэрозоля и его льдообразующая активность. Лабораторными опытами было установлено, что льдообразующая способность исследованных веществ зависит от отношения массы активного вещества к массе заряда. Для используемой нами конструкции патрона оптимальное значение этого отношения при диспергировании сернистой меди с помощью черного пороха оказалось равным 2, а с помощью взрывчатого вещества — 4; при диспергировании флороглюцина с помощью черного пороха оно составило 2, а с помощью взрывчатого вещества 6—8; при диспергировании метальдегида с помощью взрывчатого вещества оптимальное значение этого отношения оказалось равным 3. При этом содержание аэрозоля в дисперсной фазе составляло в среднем 65%.

Пороговая температура льдообразования, измеренная общепринятым методом, оказалась равной -2°C при диспергировании в тумане флороглюцина и метальдегида и -3°C при диспергировании сернистой меди.

Как видно на рис. 1, максимальный выход ледяных кристаллов, полученный при диспергировании прессованной сернистой

меди с помощью черного пороха и взрывчатого вещества, при -10°C составляет $3 \cdot 10^{11} \text{ г}^{-1}$ и 10^{11} г^{-1} соответственно; при диспергировании сернистой меди с помощью воздушной струи выход равен $5,3 \cdot 10^{11} \text{ г}^{-1}$ для свежеприготовленного реагента и $1,2 \cdot 10^{11} \text{ г}^{-1}$ для реагента, хранившегося в течение 1—2 лет. Таким образом, льдообразующая активность сернистой меди, диспергированной взрывом с помощью черного пороха, в 2—3 раза выше, чем при использовании взрывчатого вещества. В случае взрыва пластмассовой головки противорадиационного изделия, снаряженного прессованной сернистой медью (при отношении массы вещества к массе заряда, равном трем), максимальная льдообразующая активность N оказалась довольно высокой ($4 \cdot 10^{11}$ при -14°C).

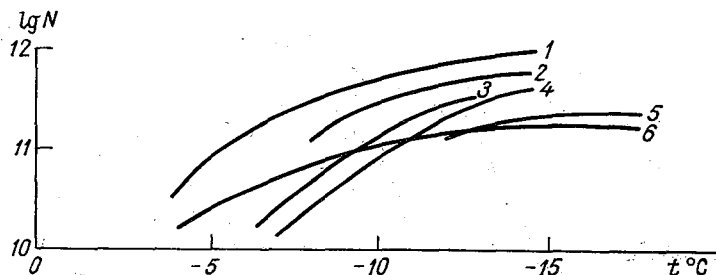


Рис. 1. Зависимость выхода ледяных кристаллов от температуры в расчете на 1 г сернистой меди при введении в переохлажденный туман свежеприготовленного порошка CuS (1), аэрозоля сернистой меди, полученного в результате взрыва патрона с помощью черного пороха (2) и взрывчатого вещества (5), осадка CuS , выпавшего на дно бронекамеры после подрыва патрона с помощью черного пороха (3) и взрывчатого вещества (4), порошка CuS , хранившегося в течение 1—2 лет (6).

Максимальный выход ледяных кристаллов, образующихся при диспергировании флороглюцина с помощью черного пороха и взрывчатого вещества, при -7°C составляет $3,7 \cdot 10^{11}$ и $4 \cdot 10^{11}$ соответственно, при -10°C он равен $1,9 \cdot 10^{12}$ и $1,3 \cdot 10^{12}$.

Как видно на рис. 2, льдообразующая активность флороглюцина после подрыва с помощью взрывчатого вещества при -10°C оказалась в 2 раза больше льдообразующей активности исходного порошка флороглюцина при распылении его с помощью воздушной струи по аэрозолю и в 5 раз больше при распылении его по осадку. Высокий выход ледяных кристаллов был получен при распылении хорошо растертого безводного порошка флороглюцина; его активность почти на два порядка выше активности исходного порошка.

Полученные результаты свидетельствуют о большой химической стойкости метальдегида при диспергировании его взрывом с помощью взрывчатого вещества (его максимальное содержание в аэрозоле составляет 95%) и о возможности получения

достаточно мелкодисперсного и активного аэрозоля (N равно $4 \times 10^{11} \text{ г}^{-1}$ при -15°С и $2,5 \cdot 10^{13} \text{ г}^{-1}$ при 20°С).

На рис. 3 приводятся данные о льдообразующей активности сернистой меди и флороглюцина, диспергированных взрывчатым веществом, а также иодистого серебра и иодистого свинца при взрыве в свободной атмосфере (с помощью взрывчатого вещества) противоракового снаряда «Эльбрус-2» [6]. Как видно, эффективность сернистой меди при температуре -12°С и выше

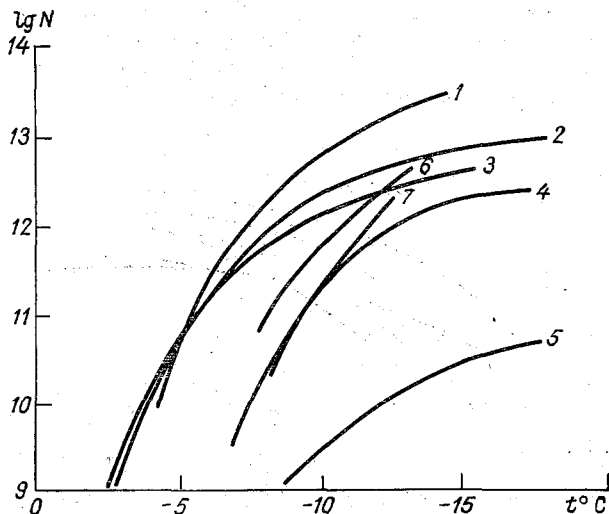


Рис. 2. Зависимость выхода ледяных кристаллов от температуры в расчете на 1 г реагента при введении в переохлажденный туман дыма флороглюцина, полученного с помощью теплового генератора (1), дыма флороглюцина, полученного при взрыве патрона с помощью взрывчатого вещества (2) и черного пороха (3), безводного порошка флороглюцина (4), исходного продукта (5) и порошкообразного осадка, выпавшего на дно бронекмеры после подрыва патрона взрывчатым веществом (6) и черным порохом (7).

сравнима с эффективностью иодистого свинца и на порядок ниже эффективности иодистого серебра в интервале температур от -10 до -15°С . Эффективность флороглюцина сравнима с эффективностью иодистого серебра и на порядок выше эффективности иодистого свинца во всем рассматриваемом диапазоне температур. Сравнительно низкая активность аэрозолей AgI и PbI_2 , полученных в [6], объясняется, по-видимому, большим количеством взрывчатого вещества, используемого в снарядах «Эльбрус-2».

При разработке и снаряжении средств воздействия необходимо учитывать обнаруженное нами влияние количества взрывчатого вещества, а также отношения массы реагента к массе заряда на льдообразующую активность образующегося при взрыве активного аэрозоля.

Высокий температурный порог действия и достаточно высокая льдообразующая активность при малых переохлаждениях позволяют сделать выводы о возможности эффективного диспергирования

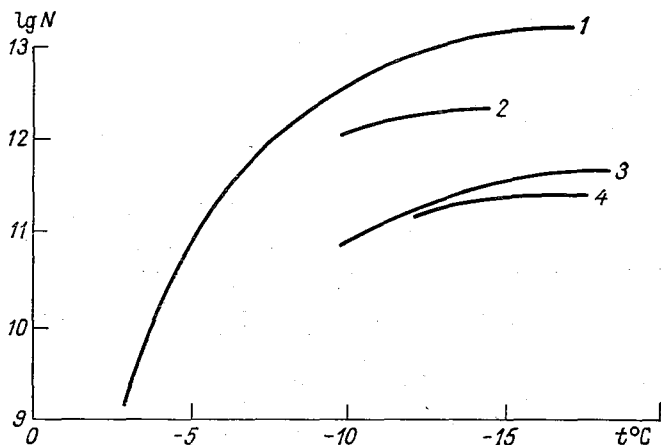


Рис. 3. Зависимость выхода ледяных кристаллов от температуры в расчете на 1 г вещества при введении в переохлажденный туман дыма фтороглюцина (1) и аэрозоля CuS (4), образовавшихся в результате подрыва патрона с помощью взрывчатого вещества, дыма AgI (2) и дыма AgI_2 (3), полученных при взрыве изделия «Эльбрус-2».

ния и применения сернистой меди, фтороглюцина и метальдегида взрывом при искусственных воздействиях на переохлажденные облака.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкирова Г. М. и др. К вопросу о льдообразующей активности сернистой меди в зависимости от способа ее диспергирования.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 13—20.
2. Бромберг А. В. и др. К вопросу о льдообразующей активности аэрозоля фтороглюцина, полученного взрывом.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 3—12.
3. Бычков Н. В., Громова Т. Н., Сумин Ю. П. Льдообразующие свойства сернистой меди как реагента для воздействия на переохлажденные облака.— «Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 3—16.
4. Бычков Н. В., Ярцева Н. Н., Бромберг А. В. Исследование льдообразующей активности аэрозолей метальдегида и фтороглюцина.— «Тр. ГГО», 1966, вып. 186, с. 3—9.
5. Громова Т. Н., Преображенская Е. В. Исследование льдообразующих свойств растворов органических веществ.— «Тр. ГГО», 1967, вып. 202, с. 41—59.
6. Жихарев А. С. и др. Исследование льдообразующей активности и дисперсности реагентов, полученных взрывом, в естественных условиях.— В кн.: Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеониздат, 1970, с. 245—255.
7. Fukuta N. Activated ice nucleation by sprayed organic solutious.— «J. Atmosph. Sci.», 1965, 22 (2), 207—211.

Г. М. БАШКИРОВА, И. А. МОЛОТКОВА, Т. А. ПЕРШИНА

О ВЛИЯНИИ НЕКОТОРЫХ РАСТВОРИМЫХ В ВОДЕ ВЕЩЕСТВ НА ЗАМЕРЗАНИЕ КАПЕЛЬ ВОДЫ

1. ВВЕДЕНИЕ

В работе [5] были высказаны предположения о роли растворимых в воде ядер конденсации в образовании твердой фазы воды в атмосфере. Они основывались на том, что для каждой соли имеется температура, называемая эвтектической, или криогидратной, точкой, при которой водный раствор этой соли затвердевает. Образующаяся при этом эвтектика состоит из кристалликов льда и соли. Кристаллики льда, появившиеся на поверхности замерзших капель раствора при температуре ниже эвтектической точки, могут служить центрами сублимации водяного пара и вызывать образование ледяных кристаллов в атмосфере.

Опыты по распылению в тумане некоторых растворимых в воде солей (NH_4Cl , KCl) [1] показали, что при температурах ниже их эвтектических температур в тумане наблюдались как ледяные кристаллы, образованные на частицах этих солей, так и переохлажденные капли растворов.

В настоящей работе исследуются температура и характер заморзания капель растворов некоторых солей, ионы которых наблюдаются в облачной и дождевой воде (KCl , KNO_3 , $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, NH_4Cl , Na_2SO_4) [2]. При этом выбранные вещества имеют существенно различающиеся точки эвтектики. Также изучаются микрокапли, образующиеся вокруг капель в процессе их заморзания, на примере 0,5%-ного раствора NH_4Cl и 4%-ного раствора KCl .

2. ЗАМЕРЗАНИЕ КАПЕЛЬ РАСТВОРОВ

Методика эксперимента

Опыты по замораживанию капель проводились в камере размером $18 \times 18 \times 18$ см, которая могла охлаждаться с помощью фреонового компрессора до температуры -28°C . Капля помещалась на кончике тонкой платиновой проволоки ($d=35$ мкм), укрепленной в иглодержателе в центре камеры. Наблюдения

за каплей производились с помощью горизонтального микроскопа с длиннофокусным объективом при увеличении 40 $\times$. Размеры капли определялись в начальный момент и после ее замерзания. Иногда удавалось измерить диаметр капли непосредственно перед ее замерзанием, что позволяло учесть испарение капли и рассчитать изменившуюся концентрацию раствора.

Температура воздуха в камере измерялась микротермистром, чувствительный конец которого помещался на расстоянии 0,4—2 мм от капли. Поскольку, как показали измерения, градиент температуры в центре камеры отсутствовал по крайней мере в зоне радиусом 3,5 см, за температуру замерзания капли принималась температура воздуха в момент начала замерзания капли. Температура отсчитывалась по шкале гальванометра, проградуированной в градусах, с ценой деления 0,1 $^{\circ}$ C или записывалась на ленту самописца Н-37.

Капля вводилась в камеру при температуре в ней около 0 $^{\circ}$ C ($\pm 2^{\circ}$ C). Скорость понижения температуры в камере в среднем составляла 1,5 $^{\circ}$ C/мин. Время от момента введения до замерзания капли изменялось от 14 мин до 1 ч 20 мин, следовательно, можно считать, что капля замерзала в условиях термического и газового равновесия с окружающей средой.

Исследовались капли растворов KCl, KNO $_3$, Na $_2$ SO $_4$, (NH $_4$) $_2$ SO $_4$; концентрациями от 0,01 М до значений, соответствующих насыщению раствору при температуре эвтектики каждого вещества. Для соли NH $_4$ Cl рассматривался только 0,5%-ный раствор. Кроме того, изучалось замерзание капель дистиллированной и деионизованной воды, на которой готовились растворы. Исследованные капли имели диаметры от 0,6 до 1,4 мм. Всего проведено около 250 опытов.

Результаты опытов

Температура замерзания капель. Растворы указанных солей, кроме раствора NH $_4$ Cl, приготавливались на дистиллированной воде, средняя температура замерзания капель которой составляла $-19,2^{\circ}$ C. Для приготовления растворов NH $_4$ Cl использовалась дистиллированная вода, капли которой замерзали при температуре $-17,6^{\circ}$ C. Эти значения близки к величине $-18,3^{\circ}$ C, полученной в [9]. Средняя температура замерзания капель свежей деионизованной воды, также использовавшейся для приготовления некоторых растворов, равнялась $-21,1^{\circ}$ C, что соответствует значению температуры замерзания капель деионизованной воды ($-20,8^{\circ}$ C), полученному в [10] для капель диаметром 2 мм на термопаре. Средняя температура замерзания капель деионизованной воды, хранившейся более двух недель, не отличалась от средней температуры замерзания капель дистиллированной воды.

Зависимости между температурой замерзания капель воды и растворов и их размерами в опытах не установлено, вероятно, вследствие небольшого диапазона размеров капель. Поэтому

в дальнейшем все данные будут относиться к среднему размеру капель — 1 мм.

На рис. 1 приведена зависимость средней температуры замерзания капель растворов $\bar{T}$ от весовой концентрации раствора c . Для раствора KCl температура замерзания капель понижается с увеличением концентрации раствора. Средняя температура замерзания капель раствора KNO_3 мало меняется при изменении концентрации раствора от 0,1 до 1,0% и несколько падает при ее дальнейшем увеличении. Для $(NH_4)_2SO_4$ вначале наблюдается некоторое повышение, а затем понижение $\bar{T}$ с увеличением концентрации раствора. Для капель раствора Na_2SO_4 увеличение кон-

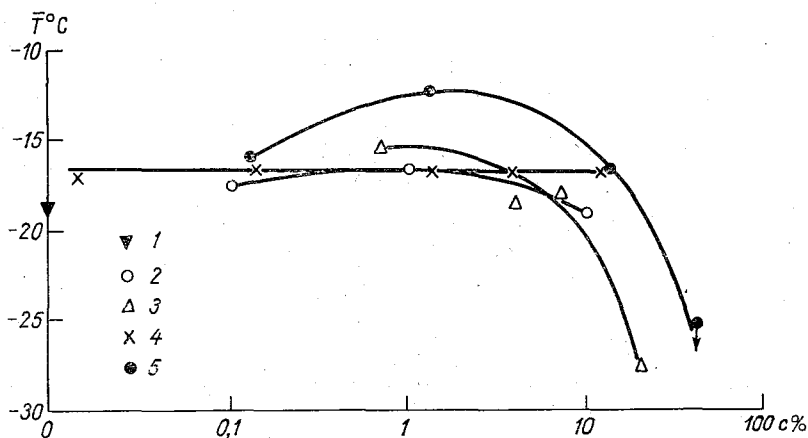


Рис. 1. Зависимость средней температуры замерзания капель растворов от концентрации раствора.

1 — H_2O , 2 — KNO_3 , 3 — KCl , 4 — Na_2SO_4 , 5 — $(NH_4)_2SO_4$.

центрации не сказывалось на средней температуре замерзания капель. Из того же рисунка видно, что средняя температура замерзания капель растворов с концентрацией, меньшей 10%, для всех исследованных веществ выше средней температуры замерзания капель дистиллированной воды $\bar{T}_0$. Наибольшее различие между значениями $\bar{T}$ и $\bar{T}_0$ имеет место для раствора $(NH_4)_2SO_4$ — около 4°С. Раствор NH_4Cl с концентрацией 0,5% также имел среднюю температуру замерзания на 2,9°С выше средней температуры замерзания капель дистиллированной воды.

В табл. 1 приведены средние температуры замерзания капель растворов исследуемых солей с концентрациями, соответствующими насыщению при температурах эвтектики T_e , средние температуры замерзания капель дистиллированной и деионизованной воды $\bar{T}_0$ и отклонения средних температур замерзания капель растворов, насыщенных при T_e , от температуры эвтектики (ΔT_e) и от средней температуры замерзания капель воды (ΔT_0).

Таблица 1

Вещество	T_3 °C	$\bar{T}$ °C	$\bar{T}_0$ °C	ΔT_3 °C	ΔT_0 °C
KCl 20% (2,9 м), вода дистиллированная	—11,1	—27,6	—19,2	16,5	8,4
(NH ₄) ₂ SO ₄ 40% (3,7 м), вода дистиллированная	—18,5	<—25,0	—19,2	>6,5	>5,8
Na ₂ SO ₄ 4% (0,29 м), вода дистиллированная	—1,2	—17,0	—19,2	15,8	—2,2
То же, вода деионизованная	—1,2	—25,0	—21,1	21,8	1,9
KNO ₃ 10% (1 м), вода дистиллированная	—2,9	—19,0	—19,2	16,1	—0,2
То же, вода деионизованная	—2,9	—22,2	—20,0	19,3	2,2

Из таблицы следует, что для замерзания капель растворов, насыщенных при соответствующих эвтектических температурах, необходимо значительное переохлаждение относительно T_3 . Для растворов KCl, KNO₃ и Na₂SO₄ оно составило примерно 16°С. Для раствора (NH₄)₂SO₄ эту величину не удалось установить, так как в достигаемом в камере интервале температур замерзало только 53% капель 40%-ного раствора (NH₄)₂SO₄. Полученная величина переохлаждения капель насыщенных растворов солей относительно их точек эвтектики несколько меньше, чем переохлаждение капель дистиллированной воды (относительно 0°С). Это может быть вызвано действием нерастворимых примесей в растворе или имеющих в воде ионов, которые повышают температуру замерзания, как указывалось в [10]. В пользу последней причины говорит тот факт, что для растворов Na₂SO₄ и KNO₃, приготовленных на деионизованной воде, величины переохлаждения относительно T_3 близки к величинам переохлаждения капель воды.

Характер замерзания капель. Характер замерзания капель также зависел от концентрации раствора и природы вещества. Во всех случаях замерзание начиналось с поверхности капли, в результате чего в капле слабых растворов и воды образовывалась ледяная оболочка и капля становилась полупрозрачной. В этот момент температура в капле резко повышалась до 0°С или до температуры, близкой к 0°С, а температура, отмечаемая микро-термистром, повышалась на 0,1—4,6°С в зависимости от расстояния микротермистра от капли, а также от размера капли и величины ее переохлаждения. Это повышение температуры сохранялось в среднем 30—50 с, после чего происходило понижение температуры и начиналась вторая стадия замерзания — промерзание внутренней части капли. Этот процесс продолжался всего несколько секунд и сопровождался небольшим повышением или стабилизацией температуры, фиксируемой микротермистром. В некоторых случаях для капель растворов KCl, KNO₃, NH₄Cl можно было наблюдать распространение фронта кристаллизации внутри капли. Часто он продвигался из центра радиально наружу.

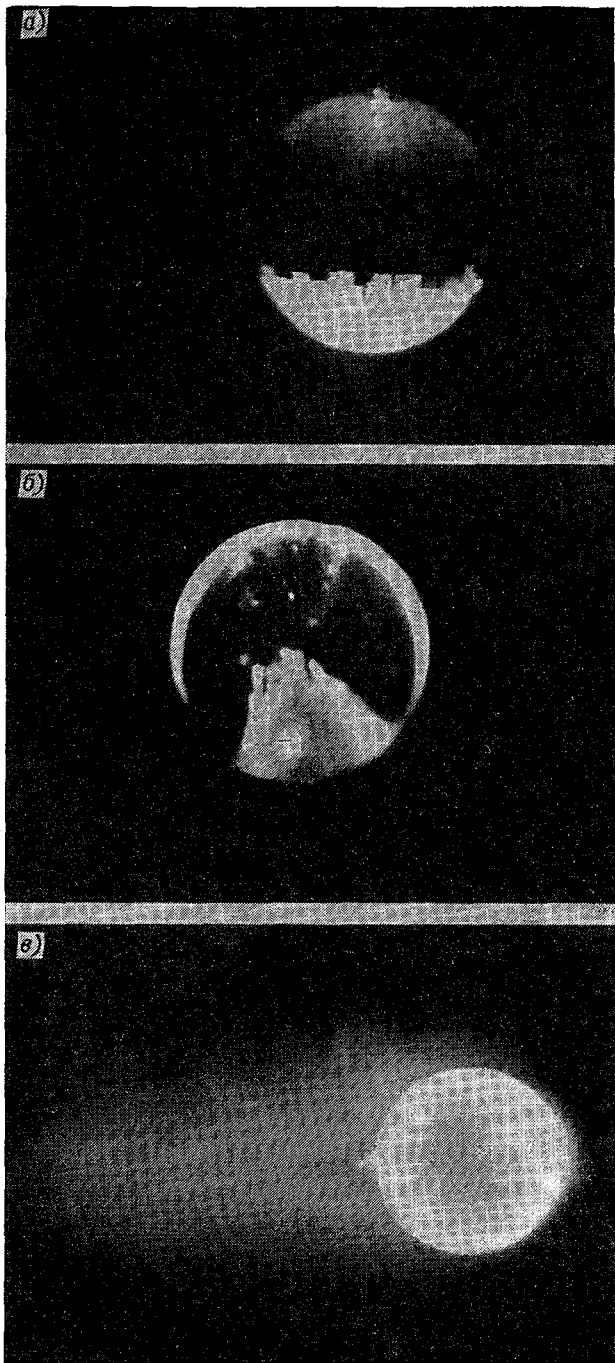
В результате этого процесса происходила деформация капли с образованием выпуклостей. В случае раствора Na_2SO_4 капля при замерзании сразу становилась непрозрачной, а на ее поверхности появлялись маленькие бугорки в виде сферических сегментов размером около 90 мкм. Они образовывались в результате вытекания раствора через поры и трещины в ледяной оболочке, свидетельствуя об ее проницаемости.

Кристаллизация капли насыщенного при T_3 раствора начиналась часто с образования в ней кристалла соли (рис. 2). Для растворов KCl (20%) и KNO_3 (10%) это имело место всегда, для 40%-ного раствора $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ в 59% случаев, а для раствора Na_2SO_4 в редких случаях при концентрации 3,8% и всегда для пересыщенного (12,5%) раствора. Кристаллы соли появлялись в растворе при его переохлаждении относительно точки эвтектики от 1 до 16°C. Обычно образование кристалла соли начиналось в нижней части капли, где концентрация раствора, по-видимому, была больше. При дальнейшем охлаждении капли наблюдался рост кристалла соли, причем форма кристаллов была различной для разных солей. Образующиеся в каплях 39%-ного раствора $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ столбчатые кристаллы соли в половине исследованных случаев выступали из капли и иногда оставались в таком положении во время ее замерзания. При образовании льда капля сразу становилась непрозрачной, и о дальнейшем ее промерзании можно было судить лишь по деформации капли.

В момент образования кристалла соли в капле отмечалось небольшое повышение температуры, примерно 0,1°C. Интересно, что небольшие колебания температуры наблюдались также перед началом замерзания капель, свидетельствуя о том, что внутри капли происходят структурные преобразования.

То, что в капле насыщенного при T_3 раствора сначала появлялся кристалл соли, а затем происходила ее полная кристаллизация, не является неожиданным. Как наблюдал Я. В. Гречный [3], зарождение центров кристаллизации обеих фаз в переохлажденном эвтектическом сплаве не равновероятно. В большинстве случаев кристаллизация сплавов эвтектической концентрации при любых переохлаждениях начинается с образования зародышей одной из фаз. В некоторых случаях при определенном переохлаждении оказывается возможным одновременное зарождение кристаллов обеих фаз. Вероятно, первый случай кристаллизации имел место у капель растворов KCl и KNO_3 , второй — у капель растворов Na_2SO_4 и $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$.

В случае замерзания капель воды и слабых растворов исследуемых солей с момента образования ледяной оболочки около капли наблюдалось появление многочисленных мельчайших капелек, которые увлекались вверх конвективным потоком, исходящим от теплой относительно воздуха капли (рис. 2в). Это явление длилось от 5 до 55 с, соответствуя по времени повышению температуры капли в момент ее замерзания, и прекращалось как только начиналось промерзание внутренней части капли.



— кристалл соли в капле
 20%-ного раствора KCl ,
 — кристалл соли в капле
 10%-ного раствора
 NO_3 , в — выброс микро-
 капель из замерзающей
 капли 1%-ного раствора
 KCl .

Рис. 2. Капли раствора в процессе их кристаллизации.

В тех случаях, когда капли раствора при комнатной температуре вводились в холодильную камеру с температурой, близко к температуре их замерзания, образование микрокапель происходило более интенсивно и дольше, чем в случае температурного равновесия капли со средой. Капли обычно замерзали при тех же температурах, что и в равновесном случае, но время охлаждения капли до замерзания было много меньше (4 с—4 мин вместо 15—50 мин).

Образование микрокапель вокруг замерзающей капли воды наблюдалось и другими исследователями [4, 7, 8]. Существуют разные объяснения этого явления. Автор работы [7] объясняет образование микрокапель выбрасыванием незамерзшей воды через поры на поверхности замерзающей капли в результате увеличения внутреннего давления в капле, возникающего при образовании ледяной оболочки. В работе [8] различают два процесса образования микрокапелек около замерзающей капли: выбрасывание воды из замерзающей капли при промерзании внутренней части капли и возникновение микрокапель в результате конденсации водяного пара на ядрах в воздухе. Замерзающая капля, температура которой повышается до 0°C , действует как источник водяного пара для более холодной окружающей среды. В результате в окрестности капли возникает область пересыщений и образуются мелкие капельки. При этом авторы указывают, что в случае, когда капля не находится в термическом и газовом равновесии с окружающей средой, она более легко выбрасывает микрокапли и ледяные частицы, чем капля, находящаяся в равновесии. Это надо учитывать при использовании результатов лабораторных опытов в экспериментах, проводимых в естественных условиях.

Указанными выше авторами проводились наблюдения на каплями дистиллированной воды. В наших опытах образовании микрокапель около замерзающей капли наблюдалось как в случае капель дистиллированной воды, так и в случае капель водных растворов исследуемых солей. Установлено, что если капли находятся в равновесии со средой, то число случаев с образованием микрокапель по отношению к общему числу случаев замерзания капель зависит от концентрации раствора. С увеличением концентрации число случаев с образованием микрокапель убывает начиная с концентрации 7—10% образования капель не наблюдается. Это имеет место для всех исследуемых солей независимо от величины их эвтектической концентрации. Одной из причин этого явления может быть понижение температуры замерзания капель с увеличением концентрации раствора. В результате на первой стадии замерзания может образоваться более толстая оболочка льда, чем в случае замерзания при более высоких температурах. Это будет препятствовать как проникновению раствора через лед, так и диффузии водяного пара. Кроме того, выделяемое в окружающую среду количество водяного пара будет уменьшаться с увеличением концентрации раствора также и вследствие понижения упругости водяного пара над раствором и уменьшения

лощади поверхности незамерзшей части раствора. Однако в некоторых случаях, например для 12%-ного раствора Na_2SO_4 и 3%-ного раствора $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, отсутствие вылета нельзя объяснить понижением температуры замерзания, так как температуры замерзания капель этих растворов превышают температуру замерзания капель воды.

Непосредственные наблюдения за замерзанием капель растворов не позволили выявить механизм образования микрокапель вокруг замерзающей капли.

3. УЛАВЛИВАНИЕ МИКРОКАПЕЛЬ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИХ СОСТАВА

Для решения вопроса, появляются ли микрокапли в результате выброса жидкости из замерзающей капли или в результате конденсации водяного пара, испаряющегося с поверхности капли в процессе ее замерзания, были поставлены опыты по улавливанию микрокапель и определению их состава.

Методика

Исследовались капли 4%-ного раствора KCl и 0,5%-ного раствора NH_4Cl . Для определения состава уловленных микрокапель использовался метод колец Лизеганга, развитый Аныжем [6], для исследования атмосферных ядер конденсации. Покровные стекла (8×8 мм), на которые улавливались микрокапли, покрывались слоем желатина, в который добавлялся 10%-ный раствор AgNO_3 . При попадании ионов хлора на приготовленный таким образом желатин происходит реакция с образованием нерастворимого AgCl . Под действием света AgCl фотохимически превращается в металлическое серебро, оставляя темно-желтое пятно. В результате диффузии иона хлора в чувствительном слое желатина размер образующихся пятен больше, чем размер исходных частиц.

Покрытое слоем чувствительного желатина стекло располагалось над каплей раствора, а в ряде опытов капли улавливались на два стекла, помещенные над и под каплей на расстоянии 2—2 мм. Микрокапельки улавливались на сухой слой желатина. После окончания опыта стекло в течение 1—2 мин держалось над емкостью с водой для размягчения желатина. Затем стекло оставляли под стеклянным колпаком на сутки для проявления пятен. Для увеличения контрастности пятен перед просмотром стекло выдерживалось некоторое время под электролампой. После этого под микроскопом подсчитывалось число желтых пятен на стекле.

Было проведено несколько опытов для определения количества желтых пятен в отсутствие капли раствора. Стекло, покрытое слоем чувствительного желатина, выдерживалось в холодильной камере столько же, сколько обычно при замерзании капли раствора. Однако при этом либо замораживалась капля дистиллированной воды, либо капля вообще не подвешивалась. В этих случаях число желтых пятен колебалось от 0 до 8 штук на всем стекле.

Результаты опытов

Следует отметить, что при наличии стекла над замерзающей каплей поток микрокапель обтекал стекло и улавливание микрокапель заведомо было не полным. Тем не менее на стеклах было обнаружено от 20 до 200 пятен в одном опыте. Обычно наблюдалось 1—2 пятна в поле зрения микроскопа ($s=0,65 \text{ мм}^2$) и только в двух случаях их количество доходило до 5, а в одном случае до 24. Диаметр желтых пятен был заключен в интервал от 3 до 60 мкм, причем 55% пятен имело диаметр меньше 12 мкм. В трех случаях, когда микрокапли не наблюдались, желтых пятен на стекле обнаружено не было. Все это свидетельствует о том, что микрокапли, образующиеся в процессе замерзания капель слабых растворов, являются капельками раствора.

Если использовать полученный в [6] коэффициент переход от диаметра пятна к диаметру частицы, равный 4, то по размерам желтых пятен и концентрации раствора можно приблизительно оценить размеры выбрасываемых микрокапель. Для 4%-ного раствора KCl оказалось, что 53% микрокапель имели размеры от 6 до 22 мкм, а для 0,5%-ного раствора NH_4Cl — от 6 до 88 мкм. По данным [7], размеры микрокапель были заключены в интервале от <1 до 20 мкм.

Наряду с образованием микрокапель на стекле над (или под) замерзающей каплей наблюдалось возникновение белого налета в виде круглого пятна и кольца вокруг него. При очень малом расстоянии между поверхностью капли и стеклом ледяные отложения состояли из тонких игл. Диаметр ледяных отложений был больше диаметра капли и в предельном случае достигал 3,5 мм. В некоторых случаях образование и рост этих отложений происходили после прекращения вылета микрокапель, на заключительной стадии замерзания.

После вынимания стекла из камеры ледяные отложения испарялись, но их след иногда оставался на желатине. Однако при отсутствии скопления желтых пятен в этих местах не наблюдалось. Это свидетельствует о том, что ледяные отложения возникают в результате конденсации водяного пара, выделяющегося из капли, и не связаны непосредственно с отложением вылетающих микрокапель.

Таким образом, в процессе замерзания капель слабых водных растворов солей, находящихся в равновесных условиях с окружающей средой, происходит как выброс микрокапель, так и испускание водяного пара из капли в окружающую среду. Вероятно, это же имеет место и для капель дистиллированной воды. Эти процессы связаны с разными стадиями замерзания капли, но необходимым их условием является наличие незамерзшей части капли.

Выводы

1. Исследовалось замерзание миллиметровых капель растворов некоторых солей, ионы которых входят в состав атмосферных ядер конденсации (KCl , KNO_3 , Na_2SO_4 , $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$). Показано, что

капли растворов, насыщенных при эвтектических температурах этих веществ T_e , могут переохлаждаться в среднем на 16°C и более относительно соответствующих T_e .

2. Капли слабых растворов ($c \leq 0,1 \text{ M}$) KCl , KNO_3 и $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ замерзали при более высокой температуре, чем капли дистиллированной воды. Температура замерзания капель раствора Na_2SO_4 выше температуры замерзания капель дистиллированной воды независимо от концентрации соли в растворе. Вероятно, это вызвано присутствием в растворе посторонних ионов и примесей.

Капли растворов KNO_3 и Na_2SO_4 , приготовленных на деионизованной воде, замерзали при более низких температурах, чем в случае растворов на дистиллированной воде.

3. Наблюдались две стадии замерзания капель дистиллированной воды и слабых растворов исследуемых солей: 1) образование ледяной оболочки; 2) промерзание внутренней части капли.

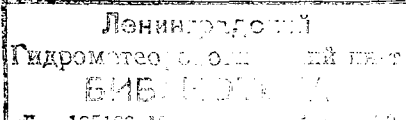
4. Обнаружено, что на первой стадии замерзания капель дистиллированной воды и слабых растворов около капли происходит образование потока микрокапель. Одновременно на первой или второй стадии замерзания капля является источником водяного пара для окружающей среды.

5. С увеличением концентрации раствора вероятность образования микрокапель при замерзании капли убывает и начиная с 7—10% микрокапли не образуются.

6. Результаты исследования состава микрокапель подтвердили предположение, что микрокапли выбрасываются из замерзающей капли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкирова Г. М., Молоткова И. А., Першина Т. А. Экспериментальное исследование льдообразующего действия некоторых растворимых в воде ядер конденсации.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 278, с. 205—208.
2. Беляшова М. А., Петренчук О. П., Селезнева Е. С. Исследование физико-химических свойств атмосферных аэрозолей.— В кн.: Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 84—92.
3. Гречный Я. В. Рост кристаллов.— В кн.: Доклады на I совещании по росту кристаллов. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 82—90.
4. Качурин Л. Г., Бекряев В. И. Исследование процесса электризации кристаллизующейся воды.— ДАН СССР, 1960, т. 130, № 1, с. 57—60.
5. Никандров В. Я. О льдообразующих свойствах растворимых в воде веществ.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 239, с. 3—6.
6. Anýž F. Measurement of the concentration of chloride nuclei by means of membrane filters.— VIII International conference on nucleation, Leningrad, 1973, volume of Abstracts, p. 110.
7. Cheng R. J. Water drop freezing: ejection of microdroplets.— „Science“, 1970, v. 170, N 3965, p. 1395—1397.
8. Dye J. E., Hobbs P. V. The influence of environmental parameters on the freezing and fragmentation of suspended water drops.— „J. Atm. Sci.“, 1968, v. 25, N 1, p. 82—95.
9. Levkov L., Dobisik V. L., Genadiev N. An investigation of change of temperature of frozen big drops contaminated with AgI in different ways.— «Гидрология и метеорология», 1971, 20, кн. 5, с. 19—25.
10. Pruppacher H. R., Neiburger M. The effect of water soluble substances on the supercooling of water drops.— „J. Atm. Sci.“, 1963, v. 20, N 5, p. 376—385.



Т. Н. ГРОМОВА, Т. А. ПЕРШИНА, Е. В. ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ,
П. Ф. СВИСТОВ

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ЧАСТИЦ, ВЫЛЕТАЮЩИХ ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ КАПЕЛЬ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

Введение

Концентрации ледяных кристаллов в кучевых облаках по данным разных авторов имеют значения $10\text{--}100\text{ л}^{-1}$. Эти концентрации в $10^2\text{--}10^4$ раз больше концентраций ледяных ядер в атмосфере [8]. Предложено несколько объяснений процесса так называемого вторичного образования ледяных кристаллов. Согласно гипотезе Ченга, происходит отрыв древовидных наростов от поверхности замерзшей капли и их последующее интенсивное раскалывание, а также образование большого числа микрокапель во время замерзания переохлажденной капли воды [8]. По данным Ченга, в 1 мин от поверхности замерзшей капли диаметром 2 мм отделяется до 50 ледяных осколков. В ряде опытов других авторов наблюдался взрыв капель воды при их замерзании с образованием осколков [6, 9] или так называемое «шелушение» замерзших капель [1], а также вылет частиц с поверхности замерзающих капель растворов [3].

В задачу настоящей работы входило исследование состава частиц, вылетающих из капли при ее замерзании, определение формы и размеров этих частиц, а также выяснение характера распределения примеси в замерзшей капле раствора.

Идентификацию вылетающих частиц проводили различными методами: спектрохимическими, рентгеноспектральными и пламеннофотометрическим. Содержание лития и натрия в пробах определяли на пламенном фотометре, меди и свинца — с помощью спектрографа и электронного микрозонда.

Особое внимание было обращено на чистоту используемых реактивов и воды, а также подложек для улавливания вылетающих частиц. Принимались особые меры предосторожности при транспортировке пластин от места их обработки к месту проведения опытов и к месту проведения анализов.

Методика исследований

Для проведения исследований была использована небольшая холодильная камера с внутренним объемом $18\times 18\times 18\text{ см}^3$. Тем-

температура воздуха в холодильной камере изменялась в пределах от температуры комнатного воздуха до -28°C . Измеряли ее при помощи термометра сопротивления и регистрировали самописцем Н-37. Термометр устанавливали в непосредственной близости от капли ($\approx 0,2$ мм) так, чтобы скачок температуры в момент замерзания капли регистрировался на ленте самописца.

В середине камеры был помещен микроманипулятор с медицинскими иглами, в одну из которых вставляли платиновую проволочку диаметром около 10 мкм. К другой игле крепили кремниевую пластинку, которую подводили с нижней (иногда с верхней) стороны капли для улавливания вылетающих с ее поверхности частиц. Пластинку помещали в холодильную камеру до начала ее охлаждения и охлаждали вместе с камерой до температуры $0-5^{\circ}\text{C}$. Затем в камеру вводили каплю воды или раствора и под нее осторожно подводили кремниевую пластинку. При этом отмечали время начала охлаждения капли и включали самописец Н-37. Наблюдения за каплей производили с помощью оптического микроскопа МБИ-1 с длиннофокусным объективом при увеличении $30\times$.

Расстояние от капли до кремниевой пластинки подбиралось таким образом, чтобы, с одной стороны, исключить касание пластинки с замерзающей каплей, с другой — максимально приблизить пластинку к капле с тем, чтобы надежно улавливать вылетающие из нее частицы. В наших опытах это расстояние составляло примерно 0,5 см. На одну пластинку собирали вылетающие частицы от 1 до 8 последовательно подвешиваемых капель. Часть опытов проводилась с улавливанием частиц, вылетающих из жидких переохлажденных капель (число последовательно подвешенных капель изменялось от 1 до 3).

В другой части опытов к жидкой переохлажденной капле раствора, подвешенной над кремниевой пластинкой, подводили электрический ток. Каплю нагревали в течение 15—30 с на $7-15^{\circ}\text{C}$. Такое нагревание позволяет имитировать скачок температуры, возникающий в момент замерзания переохлажденной капли воды и раствора.

В процессе охлаждения капли регистрировали температуру воздуха в камере, время начала и конца замерзания капли и изменение размера капли в результате ее замерзания. Визуально отмечали наличие или отсутствие вылетающих из капли частиц, время, направление и интенсивность вылета, а также фиксировали попадание частиц на кремниевую пластинку. В тех случаях, когда визуально не было замечено попадания частиц на кремниевую пластинку (либо потому что пластинка находилась далеко от капли, либо потому что вылет был слабый), опыт считали неудачным. В дальнейшем это подтвердилось результатом химического анализа. При отсутствии вылета исследуемое вещество на пластинке не обнаруживалось.

После улавливания частиц на кремниевую пластинку ее аккуратно вынимали из холодильной камеры и помещали в чистый бюкс с герметически закрывающейся крышкой. В бюксе

пластинку хранили не более двух дней и в этом же боксе ее транспортировали к месту проведения химического анализа. Для определения содержания в пробе натрия и лития пластинку вымачивали в течение 10 мин в дистиллированной воде и затем анализировали полученный раствор; свинец, медь и некоторые другие микроэлементы определяли непосредственно на пластинке.

Электронно-микроскопические наблюдения производились с помощью микроскопа УВМ-100К. Сеточку с нанесенной на ней коллоидной пленочкой вводили так же, как и кремниевую пластинку в холодильную камеру перед началом опыта. Частицы, вылетевшие с поверхности замерзающей капли раствора, попадали на сеточку, которую после окончания опыта вынимали из камеры и рассматривали с помощью электронного микроскопа при увеличении от $3000\times$ до $8000\times$.

Исследовались капли дистиллированной воды и капли растворов, содержащих неорганические вещества. Диаметры капель составляли 0,9—1,4 мм. Наибольшее число опытов проведено с каплями диаметром около 1,2 мм.

В качестве примесей использовали известное льдообразующее вещество — иодистый свинец (PbI_2) с концентрацией 0,035%, а также 1%-ный раствор сернокислой меди (CuSO_4), хлористого натрия (NaCl) и азотнокислого лития (LiNO_3).

Методика подготовки пластинок

Для улавливания частиц, вылетающих из замерзшей капли, использовали механически полированные пластинки монокристаллического кремния толщиной 200—220 мкм и диаметром 35 мм. Качество поверхности лицевой стороны пластины соответствует 14-му классу механической чистоты. Обратную сторону пластин подвергали химическому травлению для удаления разрушенного слоя, при этом снимали слой кремния толщиной 15—20 мкм. При такой обработке пластин уменьшается возможность скопления загрязнений в местах нарушения кристаллической решетки и улучшаются условия для глубокой химической очистки пластин по сравнению с более шероховатой поверхностью.

Химическую отмывку пластин проводили в несколько этапов [10]. Для удаления органических (жировых) загрязнений пластины, помещенные в специальные кварцевые кассеты и кварцевые стаканы, кипятили в толуоле в течение 3—5 мин. После сушки на воздухе пластины кипятили в смеси H_2O_2 (30%-ный р-р) — H_4OH (25%-ный р-р) — H_2O , где компоненты брались в соотношении 1 : 1 : 5 по объему. Эта смесь удаляет остатки органических загрязнений и образует комплексы некоторых металлов, таких, как Cu , Ag , Ni , Co , Cd .

Для удаления тяжелых металлов и предотвращения обратной сорбции из раствора пластины промывали деионизованной водой и кипятили в смеси H_2O_2 (30%-ный р-р) — HCl (37%-ный р-р) — H_2O , взятых в объемном соотношении 1 : 1 : 5.

После тщательной промывки в воде пластины сушили на центрифуге и хранили до использования в специально обработанных пробочках из фторопласта.

Методы анализа

Количественный химический анализ проводили тремя различными способами: пламеннофотометрическим, рентгеноспектральным и спектрохимическим [2, 5].

Пламенная фотометрия до сих пор остается наиболее чувствительным и точным методом при определении из растворов щелочных и щелочно-земельных элементов (кроме магния). Для используемого фотометра постоянная времени составляет 3 с и еще 2—с требуется для отсчета показания. В среднем расход жидкости составляет 1,5—2,0 мл/мин. Для проведения одного измерения необходимо по крайней мере 0,05—0,1 мл раствора. Чувствительность определения натрия по линиям 589,0 и 589,6 нм составляет мкг/л, лития по линии 670,8 нм — 5 мкг/л. Воспроизводимость результатов $\pm 2\%$.

При анализе на микроэлементы твердых проб сложного состава бесспорным преимуществом обладают рентгеноспектральный и спектрографический методы.

Рентгеновский спектр меди и свинца содержит мало линий, а метод проще и менее продолжителен, чем спектрографический, особенно в его фотоэлектрическом варианте. Проба, обранная на пластинку, почти не разрушается. Сканированию подвергали площадь 100×100 мкм с интервалом 1 мкм. Разрезающая способность электронного луча составляла 0,1 нм. Запись на ленте можно вести одновременно для двух элементов.

Спектральный анализ меди и свинца вели в дуге постоянного тока с последующей фотографической регистрацией на спектрографе ИСП-28. Использовали метод твердого графита. Пробу предварительно концентрировали выпариванием до долей миллиметра и полностью наносили на электроды. Чувствительность пределений 10^{-9} — 10^{-10} г. При пятикратном измерении с достоверным интервалом 0,95 точность не ниже 15%.

Результаты исследований

В зависимости от температуры воздуха в камере и состава примеси в капле продолжительность ее замерзания изменялась от 35 до 230 с. Скорость охлаждения капли была 1—3°С/мин. Капли дистиллированной воды замерзали при температуре от —12,5 до —21,1°С; капли 0,035%-ного раствора иодистого винца — при температуре от —12,6 до —17,8°С, капли 1%-ного раствора сернокислой меди — при температуре от —12,4 до —18,5°С, капли 1%-ного раствора хлористого натрия — при температуре от —12,5 до —22,8°С, капли 1%-ного раствора азотно-кислого лития — при температуре от 14,5 до 26,0°С.

Следует указать далее на некоторые особенности замерзания капель воды и исследуемых растворов.

При средней продолжительности полного замерзания капель дистиллированной воды, равной 70 с, среднее время ожидания момента начала замерзания составило 18 мин. Интенсивный вылет микрокапель с поверхности капли воды наблюдали в начальном период замерзания капли. После окончания замерзания капли вылета из нее не наблюдалось. Среднее время, в течение которого наблюдали вылет микрокапель с поверхности замерзающей капли составляет 32 с. В процессе замерзания капли воды и раствора на кремниевой пластинке непосредственно под каплей, как правило, обнаруживали появление белого пятна. К концу замерзания капли иногда наблюдали рост снежного (белого) кольца диаметром от 2 до 4 мм, образование которого происходило, по-видимому, за счет конденсации на пластинке влаги от испаряющейся капли воды или раствора.

Капли растворов PbI_2 и $CuSO_4$ замерзали несколько быстрее (40 и 50 с соответственно), чем капли воды. Среднее время ожидания момента начала замерзания капель растворов PbI_2 и $CuSO_4$ было 8 и 9 мин соответственно. Массового вылета частиц из жидких капель раствора, как правило, не наблюдали, хотя отдельные частицы изредка отделялись от поверхности капли. Интенсивный вылет частиц с поверхности капель растворов PbI_2 и $CuSO_4$ наблюдали только в период их замерзания. После окончания замерзания капель растворов вылета частиц не отмечали.

Химический анализ примеси, выделившейся из капли раствора иодистого свинца, показал наличие следов свинца на пластинке.

Количество меди, выделившейся при замерзании одной капли раствора сернокислой меди, составило, по данным спектрохимического анализа, $1,1 \cdot 10^{-8}$ г. Рентгеноспектральный анализ также зафиксировал наличие на пластинке областей размером 5—10 мкм содержащих медь.

При средней продолжительности полного замерзания капель растворов $NaCl$ и $LiNO_3$, равной 1 мин и 2 мин соответственно, среднее время ожидания начала момента замерзания составляло 7 мин для $NaCl$ и 10 мин для $LiNO_3$. За это время капля заметно уменьшалась в размере (от 1,2 до 1,0 мм в диаметре). Вылет частиц из капли растворов наблюдался в течение всего времени ее охлаждения, но он был очень слабый (несколько частиц в минуту). Химический анализ пробы, смытой с кремниевой пластинки показал отсутствие натрия и лития на ней. Интенсивный вылет частиц с поверхности капли растворов $NaCl$ и $LiNO_3$ наблюдался в период замерзания капли, особенно в самом начале. К концу замерзания капли интенсивность вылета заметно падала, после окончания замерзания капли частицы из нее не вылетали. Среднее время, в течение которого наблюдали интенсивный вылет частиц с поверхности замерзающей капли раствора $NaCl$, равна 28 с с поверхности капли $LiNO_3$ — 40 с. При этом средняя концентрация натрия и лития в пробах составила соответственно 0,005

0,007 мг/л, в случае интенсивного вылета и попадания большого количества частиц на кремниевую пластинку концентрация натрия в литии была равна соответственно 0,009 и 0,02 мг/л.

В опытах по нагреванию жидкой переохлажденной капли раствора LiNO_3 диаметром около 2 мм через 2—3 с вокруг нее за счет интенсивного испарения образовывалось множество мелких капель. Обтекая крупную каплю, мелкие капли двигались с восходящим конвективным потоком преимущественно вверх. Частицы примеси из жидкой капли не вылетали. Химический анализ показал, что в смывных водах литий отсутствовал. Следовательно,

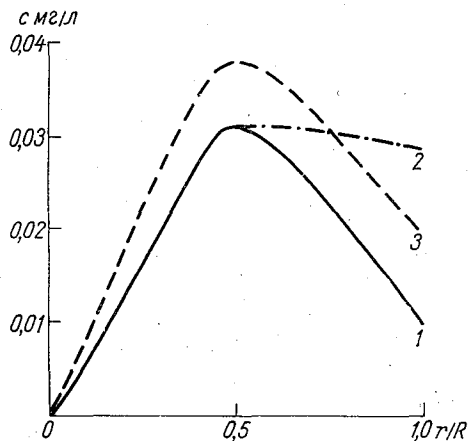


Рис. 1. Примеры (1—3) распределения примеси в замерзшей капле 1%-ного раствора азотнокислого лития (r/R — отношение расстояния до центра капли к радиусу капли R).

вылет частиц полностью обусловлен силами, возникающими в процессе замерзания капли.

Помимо описанных выше опытов, была проведена серия специальных исследований с целью определения распределения концентрации примеси c мг/л в замерзшей капле от поверхности капли к ее центру. Для этого хорошо промерзшую каплю раствора LiNO_3 аккуратно переносили с платиновой проволоки на чистую фильтровальную бумагу. Исследовали отдельно три области в замерзшей капле, ограниченные concentрическими сферами. Внутренняя область (ядро) примесей не содержала; внешняя область, примыкающая к границе капли, имела концентрацию примеси около 0,01 мг/л (16%); в средней, промежуточной области, концентрация примеси была максимальной и составляла примерно 0,03 мг/л (50%) (рис. 1).

На наш взгляд, получен очень интересный результат неравномерного распределения примеси в замерзшей капле раствора, который говорит о том, что в процессе кристаллизации раствора

самоочищение воды происходит настолько интенсивно, что в центре замерзшей капли практически отсутствует растворенное в нем вещество [3].

Далее проведено сравнение концентрации вещества, находящегося в жидкой капле раствора, с концентрацией вещества, оставшегося в замерзшей капле раствора после интенсивного вылета частиц примеси. Результат такого сравнения показывает, что в среднем концентрация вещества в первом случае на 0,01—0,02 мг/л больше, чем во втором.

Таким образом, количество примеси, выделившейся с поверхностного слоя капли при ее замерзании, составляет 15—35% всего количества вещества, растворенного в жидкой капле. Распределение вещества в капле имеет следующий вид: ядро — 0%, средний слой — 50%, поверхностный слой — 16—50%, при этом вылетевшая часть может содержать от 0 до 34%.

Электронно-микроскопические наблюдения показали наличие на пластинке большого числа частиц PbI_2 и $CuSO_4$ (рис. 2). Частицы PbI_2 крупнее, чем частицы $CuSO_4$. Размеры частиц иодистого свинца и сернокислой меди находятся в диапазоне от 0,0 до 1,3 мкм и от 0,003 до 0,7 мкм соответственно. Преимущественный размер частиц равен 0,2 мкм для $CuSO_4$ и 1,2 мкм для PbI_2 . Число частиц на площади одной ячейки размером 30×30 мкм изменяется от 3 до 200. Частицы на пластинке распределены неравномерно (рис. 2в, г). Наблюдаются области диаметром от до 40 мкм, в которых имеют место скопления от 10 до 60 частиц.

Совместное рассмотрение результатов химического анализа и электронно-микроскопического исследования показывает, что среднее число вылетающих частиц достигает значений порядка 10^3 — 10^6 .

Таким образом, процесс замерзания капли представляется нам следующим образом. При охлаждении капли раствора за счет уменьшения растворимости растворенного вещества происходит образование большого числа частиц, которые непрерывно движутся в капле в разных направлениях. К моменту начала замерзания капли в ней образуется множество частиц разного размера [3, 4].

В момент замерзания капля обычно покрывается тонким непрочным слоем льда, сквозь который в процессе замерзания, наряду с испарением, происходит выброс выделившихся из раствора частиц примеси и пузырьков воздуха.

Как известно, процесс кристаллизации завершается обычной деформацией гранулы, поскольку превращение воды в лед сопровождается значительным увеличением объема (на 9,8%). В результате на конце гранулы, как правило, образуется вытянутый в направлении $[0001]$ небольшой выступ, в который оттесняются часть воздуха, остатки еще незакристаллизовавшейся воды и частички нерастворимой примеси. Если происходит прорыв пробуривающего (выступа), то избыточное давление внутри капли, возникающее при завершении ее кристаллизации и деформирующее ее, снимается и часть воздуха, растворившегося во льду, по-

влением выделяется из гранулы вместе с мелкими водяными пызгами и частицами примеси. По окончании процесса кристаллизации обычно происходит растрескивание закристаллизовавшейся капли вдоль границ полос. Картина распределения вклю-

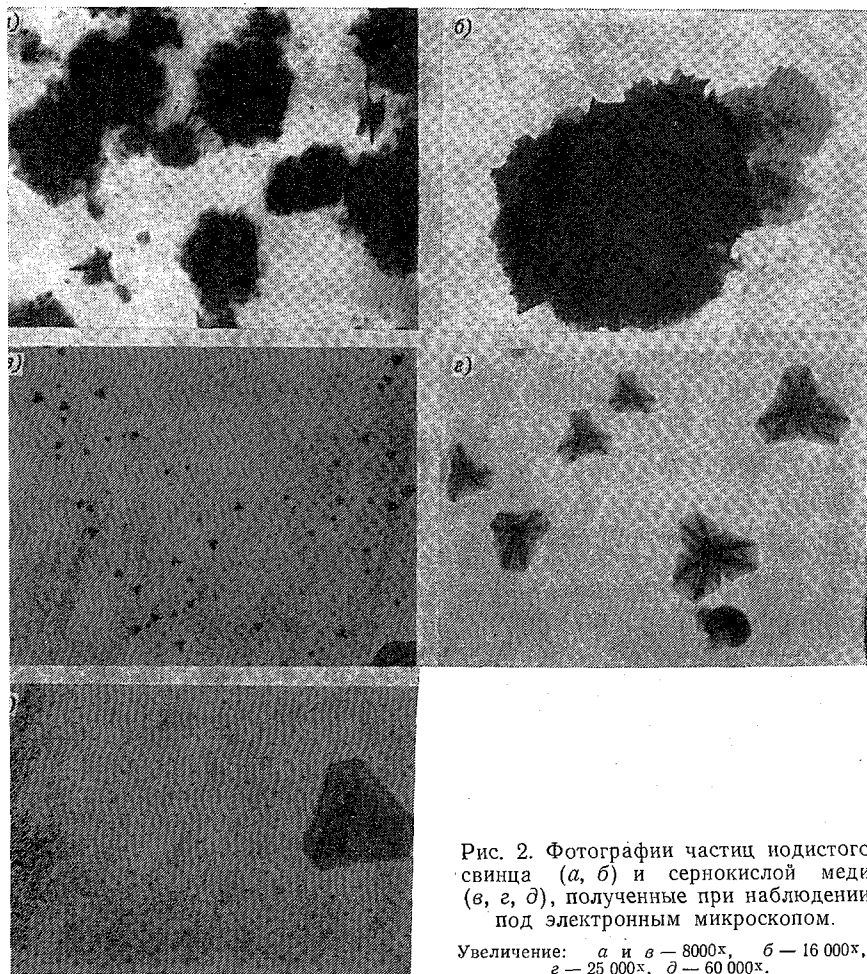


Рис. 2. Фотографии частиц иодистого свинца (а, б) и сернистой меди (в, г, д), полученные при наблюдении под электронным микроскопом.

Увеличение: а и в — 8000х, б — 16 000х, г — 25 000х, д — 60 000х.

ний воздуха внутри гранулы при этом претерпевает заметные изменения [4]. Перемещаясь от центра гранулы к ее поверхности, пызрьки воздуха вытесняют из гранулы и частички выделившейся из раствора примеси; при этом во внутренней части капли (доре) концентрация примеси равна нулю.

Таким образом, в момент замерзания из капли наряду с водяным паром и микрокаплями выделяется большое число частиц растворенного вещества. Кроме того, на пути полета от капли до

пластинки, продолжительность которого составляет доли секунд эти частицы могут сконденсировать на себе влагу и частично раствориться в ней. Согласно расчетам Д. Д. Сталевич, время конденсационного роста частицы NaCl от 1 до 2 мкм составляет 0,01—0,02 с [7].

Этой совокупностью процессов, происходящих на разных этапах промерзания капли, видимо, объясняется широкий спектр размеров наблюдаемых под электронным микроскопом частиц и местностей их расположения (скопления на различных участках поверхности).

Как уже отмечалось ранее [1, 3], вылетевшие при замерзании крупной капли раствора частицы могут затем стать активными центрами кристаллизации (конденсации), способствовать образованию на них капель (кристаллов) и на конечной стадии замерзания привести к повторению описанного выше процесса. Таким образом, наблюдается один из распространенных процессов в природе — цепная реакция. Последняя имеет большое значение в процессах облако- и осадкообразования.

Выводы

1. Осуществлена идентификация частиц, вылетевших с поверхности замерзающих капель растворов иодистого свинца, сернистой меди, азотнокислого лития и хлористого натрия.

2. Пламеннофотометрическим анализом показано, что количество вещества, выделившегося из капли раствора азотно-кислого лития или хлористого натрия, при ее замерзании может изменяться от 0 до 30% в зависимости от интенсивности вылета. Количество меди, найденное на кремниевой пластинке спектрохимическим методом в опытах по замораживанию капель 1%-ного раствора сернистой меди, составило 0,01 мкг. При проведении рентгеноспектрального анализа на пластинке кремния обнаружены локальные участки, содержащие медь и свинец, в опытах по замораживанию капель растворов сернистой меди и иодистого свинца.

3. Обнаружено неравномерное распределение примеси в замерзшей капле раствора азотнокислого лития, а именно: отсутствие примеси во внутренней области капли (ядре), до 20% примеси во внешней области капли и максимальная концентрация примеси (50%) — в средней, промежуточной области.

4. Электронно-микроскопическими измерениями показано, что средние размеры частиц, вылетевших при замерзании капель 1%-ного раствора сернистой меди и 0,035%-ного раствора иодистого свинца соответственно равны 0,2 и 1,2 мкм.

5. Совместное рассмотрение результатов химического анализа и электронно-микроскопического исследования показывает, что среднее число вылетевших частиц изменяется в широком диапазоне значений, от 10^3 до 10^6 .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Башкирова Г. М. О кристаллизации переохлажденного тумана при распылении в нем насыщенного водного раствора йодистого свинца.— В кн.: Исследования по физике облаков и активным воздействиям на погоду. М., Гидрометеиздат, 1967, с. 250—253.
- Блохин М. А. Методы рентгеноспектральных исследований. М., Физматгиз, 1969. 537 с.
- Глики Н. В., Громова Т. Н., Красиков П. Н. О механизме кристаллизации переохлажденного тумана под влиянием растворов льдообразующих веществ.— В кн.: Исследования по физике облаков и активным воздействиям на погоду. М., Гидрометеиздат, 1967, с. 244—249.
- Глики Н. В., Громова Т. Н. Простейшие типы кристаллизации переохлажденных капель воды.— «Кристаллография», 1966, т. 2, вып. 5, с. 794—801.
- Дроздова В. М. и др. Химический состав атмосферных осадков по Европейской территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1964. 209 с.
- Качурин Л. Г., Бекряев В. И. Исследование процесса электризации кристаллизующейся воды.— ДАН СССР, 1969, т. 130, № 1, с. 57—60.
- Сталевич Д. Д. Вызывание искусственных осадков с помощью гигроскопических веществ.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 278, с. 3—18.
- Cheng R. J. Photomicroscopical investigation of the fragmentation of hydrometeors in the laboratory.— „Microscope“, v. 21, N 3, 1973, p. 149—160.
- Mason B. J., Maybank J. The fragmentation and electrification of freezing water drops.— Q.J.R.M.S. v. 86, N 368, 1960, p. 176—182.
- Kern W., Puotinen D. Cleaming solutions Based on Hydrogen Peroxide for use in silicon semiconductor.— „Technology, RCA Review“, 1970, 1, N 2, p. 187—206.

Э. М. САВЕЛЬЕВА, Ю. В. ГУРИКОВ, Н. Ф. БОНДАРЕНКО

РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВНЕДРЕНИЯ В ЛЕД ПРИМЕСЕЙ ПРИ НАПРАВЛЕННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ЭЛЕКТРОЛИТОВ

Возникновение высоких разностей потенциалов между слабым водным раствором электролита и выкристаллизовывающим из раствора льдом является в настоящее время одним из интересных и до конца не выясненных явлений в физике водных систем. Этот эффект, как полагают [1, 2], ответствен за электрические явления в атмосфере. Большое значение для понимания причин появления электрических потенциалов замерзания имеет исследование химического состава вымороженного льда, так как в литературе [3] высказываются предположения о том, что эффект связан с преимущественным захватом льдом ионов одного знака.

Метод исследования

Экспериментальной проверке этой гипотезы препятствуют чрезвычайно низкие количества примесей, захватываемых льдом из разбавленных водных растворов электролитов (в пределах концентраций от 10^{-5} N до 10^{-2} N). Поэтому для исследования химического состава частично вымороженного льда и оставшейся части растворов нами был выбран активационный рентгенорадиометрический метод анализа, который, в отличие от химического, спектрофотометрического и спектральных методов, является самым чувствительным для большинства элементов [4, 5]. Рентгенорадиометрический метод анализа элементарного состава веществ основан на возбуждении атомов анализируемых элементов с помощью первичного излучения от радиоактивного изотопа и последующей регистрацией характеристического излучения возбужденных атомов с помощью специальных детекторов в сочетании с амплитудным анализатором импульсов. Проведение количественного элементарного анализа по вторичным спектрам рентгеновского излучения возможно благодаря тому, что интенсивность возбужденных спектральных линий определяемого элемента пропорциональна его концентрации в исследуемой пробе жидких или твердых веществ.

На рис. 1 приводится блок-схема рентгенорадиометрического анализатора. Излучение радиоизотопного источника 1, проходящее через коллиматор 2, падает на исследуемый образец 3, выделяя характеристическое рентгеновское излучение содержащихся в нем элементов. Излучение определяемого элемента выделяется помощью соответствующих фильтров 4 и регистрируется пропорциональным счетчиком 5. Каждый квант излучения, попадающий в детектор, создает на выходе импульс, амплитуда которого пропорциональна энергии кванта. Импульс усиливается по амплитуде предварительным 6 и линейным 7 усилителями и передается в амплитудный анализатор. В анализаторе, который состоит из дифференциального дискриминатора 8 и пересчетных

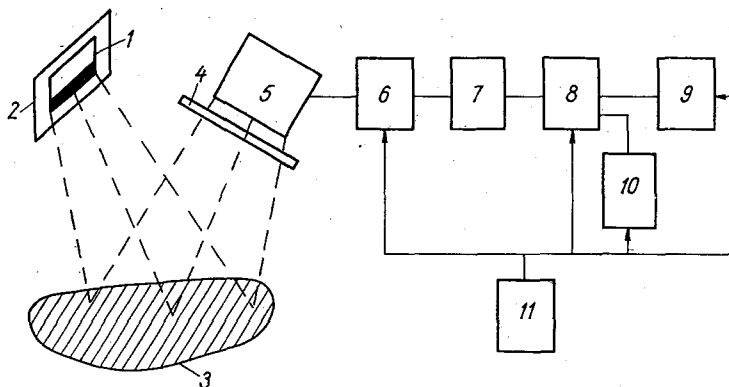


Рис. 1. Блок-схема рентгенорадиометрического анализатора.

кад 9, происходит дополнительная селекция импульсов по амплитуде, а следовательно, по энергии квантов, и подсчет количества импульсов с помощью интенсивметра 10. Число импульсов, выбранное за фиксированный промежуток времени, позволяет судить о концентрации определяемого элемента. Питание анализатора осуществляется с помощью выпрямителя 11.

В настоящей работе исследовалось внедрение в лед ионов K^+ , Na^+ и Cl^- при вымораживании льда из растворов электролитов $NaCl$ и $CaCl_2$. В качестве характеристики внедрения использовались коэффициент внедрения k и разность коэффициентов внедрения в лед Δk анионов и катионов.

Под коэффициентом внедрения k подразумевается отношение количества ионов (г·ион/л), внедренных в лед, к количеству этих ионов в исходном растворе до замораживания.

Из-за ограниченной чувствительности метода по определению K^+ , Ca^{++} и Cl^- поэтому все исследования проводились в области концентраций от 10^{-5} N до 10^{-2} N. Частичное вымораживание электролита проводилось в цилиндрической кварцевой кювете (диаметр 15 мм) с медным дном, находящимся в тепловом

контакте с холодильником типа ТЛМ. Питание холодильника регулирование скорости вымораживания производились с помощью выпрямителя ВСП-33. Скорость замерзания была $4 \cdot 10^{-3}$ мм/с. Во время каждого опыта лед вымораживался до определенной метки, отделялся от незамерзшей части и подвергался таянию. Исследуемые растворы выпаривались в латунных кюветах, объем которых был выбран таким образом, чтобы получить однородный осадок [6]. Для контроля метода определения ионов калия, кальция и хлора в исследуемых пробах брались пробы электролита известной концентрации и по полученным данным строились тарировочные кривые. При проведении экспериментов измерялись потенциалы замерзания с помощью электростатического вольтметра с входным сопротивлением $R_{вх} \approx 10^{10}$ Ом. Для приготовления растворов использовалась однократно дистиллированная вода с удельным сопротивлением $\rho \approx 10^5$ Ом·см. Измерение удельного сопротивления воды и водных растворов производилось с помощью кондуктометрической ячейки с платиновыми электродами. Активность ионов водорода (рН) определяли с помощью стандартного лабораторного рН-метра. Все измерения производили при комнатной температуре.

Результаты измерений

В табл. 1 представлены полученные результаты по коэффициентам внедрения в лед ионов K^+ , Ca^{++} и Cl^- . Среднеквадратичная ошибка измерения коэффициента внедрения по хлору $\sigma_{Cl^-} = 9\%$, по калию $\sigma_{K^+} = 4\%$, по кальцию $\sigma_{Ca^{++}} = 6\%$.

Таблица 1

Электролит	Концентрация электролита N	Потенциал замерзания b	Коэффициент внедрения по аниону k^-	Коэффициент внедрения по катиону k^+
KCl	10^{-2}	0	0,158	0,128
	10^{-3}	10	0,41	0,173
	10^{-4}	37	0,5	0,18
	10^{-5}	100	0,61	0,21
CaCl ₂	10^{-2}	0	0,22	0,125
	10^{-3}	115	0,5	0,138
	10^{-4}	135	0,6	0,155
	10^{-5}	150	0,67	0,175

Как видно из таблицы, в лед предпочтительнее внедряются анионы, чем катионы. Эти результаты согласуются с данными работы [7].

На рис. 2 приведены зависимости потенциалов замерзания от разности коэффициентов внедрения Δk в растворах KCl и $CaCl_2$. Как видно из рисунка, величины потенциалов замерзания

тся в прямой зависимости от разности коэффициентов внедрения, что согласуется с ранее высказанными предположениями о влиянии различного захвата ионов на величину потенциалов зарядания.

На рис. 3 представлены зависимости потенциалов замерзания от концентрации разбавленных водных растворов электролитов Cl^- , NaCl и CaCl_2 . В пределах изученных нами концентраций для

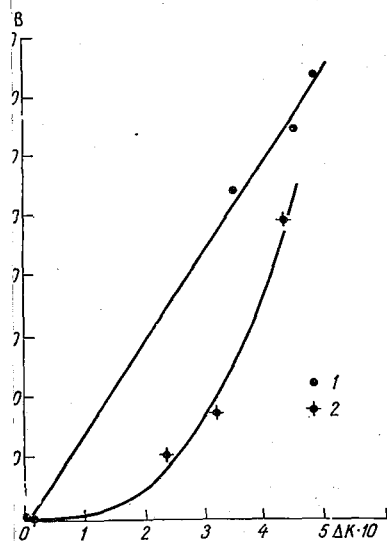


Рис. 2. Зависимость потенциалов замерзания от разности коэффициентов внедрения ΔK анионов и катионов в лед.

1 — CaCl_2 , 2 — KCl .

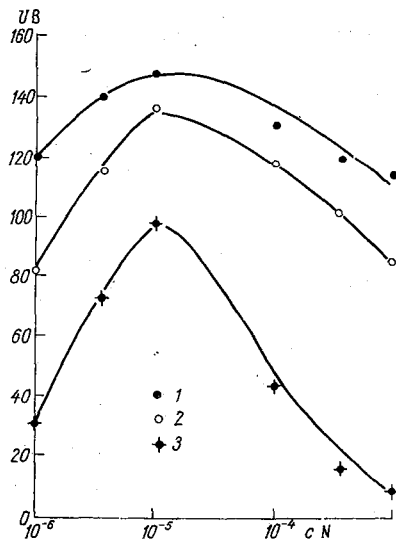


Рис. 3. Зависимость потенциалов замерзания от концентрации электролита.

1 — CaCl_2 , 2 — NaCl , 3 — KCl .

исследуемых электролитов лед заряжался отрицательно, раствор положительно. Как видно из рисунка: а) потенциал зарядания для всех исследуемых электролитов достигает максимума при концентрации 10^{-5} N; б) величины максимальных потенциалов замерзания изменяются в следующей последовательности: $U_{\text{KCl}} < U_{\text{NaCl}} < U_{\text{CaCl}_2}$.

Вероятно, в процессе разделения зарядов некоторую роль играет явление гидратации. Действительно, именно в таком порядке лабеляется влияние катионов щелочных металлов на подвижность ближайших к ним молекул воды [8].

Выводы

1. Радиометрическим методом исследовано внедрение анионов и катионов (K^+ , Cl^- , Ca^{++}) при направленной кристаллизации водных растворов электролитов KCl и CaCl_2 .

Получены количественные данные, указывающие на предпочтительное внедрение в лед анионов по сравнению с катионами.

2. Исследована связь потенциалов замерзания разбавленных водных растворов электролитов KCl и $CaCl_2$ с разностью коэффициентов внедрения анионов и катионов в лед. Показано, что величины потенциалов замерзания находятся в прямой зависимости от разности коэффициентов внедрения ΔK .

3. Исследована зависимость потенциалов замерзания растворов KCl , $NaCl$ и $CaCl_2$ от концентрации в пределах от 10^{-6} до 10^{-2} N. Оказалось, что для всех исследуемых электролитов потенциал достигает максимума при концентрации 10^{-5} N. Величина наибольшего максимального потенциала наблюдается у электролита $CaCl_2$, наименьшего — у KCl .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Workman E. I., Reynolds S. E. Electrical phenomena during the freezing of dilute aqueous solutions and their possible relationship to thunderstorm electricity.— „Phys. Rev.“, 1950, v. 78, p. 254—255.
2. Имянитов И. М., Чуваев А. П. Результаты исследования электрических процессов в грозовых облаках.— В кн.: Исследование облаков, осадков, грозового электричества. Л., Гидрометеониздат, 1957, с. 13—16.
3. Gobb A. W. Interfacial electrical effects observed during the freezing of water. New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, New Mexico, 1957.
4. Блохин М. А. Физика рентгеновских лучей. М., Физматгиз, 1957, 232 с.
5. Вандер И. З., Герлинг В. Э., Смирнов В. Н. Определение легких элементов в глинах, почвах и горных породах рентгено-флуоресцентным радиоизотопным методом.— «Заводская лаборатория», 1971, № 2, с. 162—164.
6. Лосев Н. Ф. Количественный рентгено-спектральный флуоресцентный анализ. М., «Наука», 1969, 336 с.
7. Gross G. W. The Workman-Reynolds effect and Ionic Transfer Processes at the Ice-Solution Interface.— „J. Geoph. Res.“, 1965, 70, 10, p. 2291.
8. Самойлов О. Я. Структура водных растворов электролитов и гидратации ионов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 172 с.



В. И. БЕКРЯЕВ, Ю. А. ДОВГАЛЮК, А. В. ЗИНЧЕНКО

К ТЕОРИИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В КАПЕЛЬНЫХ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ

Введение

Основы количественной теории образования ливневых осадков были заложены в конце 40-х годов работами И. Лэнгмюра [2] и Н. С. Шишкина [1]. Детальные расчеты конденсационно-коагуляционного роста капель в рамках одномерной модели облака постоянной скоростью восходящего потока и постоянной или адиабатической водности были выполнены в ряде работ 50-х, начала 60-х годов [3, 4]. В дальнейшем расчеты были уточнены и дополнены [5, 6]. Анализ полученных результатов позволил выявить основные закономерности формирования осадков в конвективных облаках.

Однако применение указанных моделей не позволяет объяснить ряд наблюдаемых явлений. Так, с их помощью трудно объяснить акты отсутствия или малой интенсивности осадков, выпадающих из конвективных облаков значительной мощности [7]; расчеты роста частиц осадков в облаке с постоянным по высоте восходящим потоком должны приводить к «инверсии» спектра дождевых капель по отношению к его крупнокапельной части [8, 9], что не подтверждается данными измерений, и т. д.

Позднее было показано, что более близкие к экспериментальным значениям параметры облаков могут быть получены, если учесть неадиабатичность облачной конвекции [13, 14]. Относительно просто эффект вовлечения в облако окружающего его воздуха может быть учтен в струйной модели [15, 16, 17]. Ниже на основе осесимметричной стационарной струйной модели облачной конвекции развивается модель формирования дождя без учета осесимметричных вихревых потоков. Предполагается, что крупные капли, играющие роль ядра для частиц дождя, образуются на гигантских гигрометрических ядрах конденсации [18] и растут далее за счет конденсации водяного пара и коагуляции с мелкими облачными каплями. Крупные капли между собой не взаимодействуют.

Основные уравнения

Эволюция спектра облачных капель под влиянием процессов коагуляции, конвективного переноса и конденсации водяного пара на каплях описывается кинетическим уравнением коагуляции [19]. В [20] было показано, что для крупнокапельного участка спектра с точностью до бесконечно малых первого порядка для стационарного состояния оно сводится к уравнению типа уравнения неразрывности.

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r v_r f_1) + \frac{\partial}{\partial z} [(w - v_a) f_1] + \frac{\partial}{\partial a} (\dot{a} f_1) = 0. \quad (1)$$

Здесь

$$\dot{a} = \frac{da}{dt} = \left(\frac{da}{dt} \right)_{\text{конд}} + \left(\frac{da}{dt} \right)_{\text{коаг}}, \quad (2)$$

где $\left(\frac{da}{dt} \right)_{\text{конд}}$ — скорость конденсационного роста капли радиуса a , $\left(\frac{da}{dt} \right)_{\text{коаг}}$ — скорость коагуляционного роста капли радиуса a , f_1 — функция распределения капель по радиусам; w , v_r — вертикальная и радиальная составляющие скорости воздуха; v_a — седиментационная скорость капли.

Физический смысл сделанных при выводе (1) приближений состоит в допущении, что выбранная группа частиц непрерывно меняет свои свойства; частицы разного размера из этой группы сталкиваются между собой, а взаимодействуют с мелкокапельной частью спектра, как с фоном, что соответствует принятым выше предположениям.

В соответствии с принятой гипотезой об образовании крупных капель на гигантских ядрах конденсации, поступающих через нижнюю границу облака, полагаем, что при $z = z_0$, $r < R$ и $1 \text{ мкм} < a_n < 50 \text{ мкм}$

$$f_1 = \varphi(a_n), \quad (3)$$

где $\varphi(a_n)$ — функция распределения ядер конденсации по радиусам, R — радиус облака, a_n — радиус ядра конденсации.

В работе В. И. Смирнова и Б. Н. Сергеева [18] было показано, что гипотеза о формировании спектра крупных облачных капель на гигантских ядрах конденсации удовлетворительно объясняет данные о спектре и концентрации крупных капель, тогда как предположение о возникновении крупных капель за счет стохастической коагуляции [23] приводит к худшему согласованию с экспериментальными данными [18]. Следуя [24], уравнение коагуляционного роста капли на гигроскопическом ядре

$$\left(\frac{da}{dt} \right)_{\text{коаг}} = \frac{A_0}{a + a^*} \left(\delta + \frac{a^+}{a} + \frac{A_1 a_n^3}{A_2 a_n^3 + a^3} \right)$$

цесь δ — относительное пересыщение пара; $a^+ = 1,2 \cdot 10^{-7}$ см — постоянная, учитывающая влияние кривизны поверхности капли; $\delta = 1,9 \cdot 10^{-4}$ см — постоянная, учитывающая влияние свободно-молекулярных эффектов; A_1, A_2 — постоянные, описывающие зависимость давления пара от природы и концентрации растворенного капле вещества (для NaCl $A_1 = 1,215$, $A_2 = -1,815$);

$$A_0 = \frac{1}{\rho_v} \left(\frac{R_{\pi} T}{D E_{\infty}} + \frac{L^2}{\kappa R_{\pi} T^2} \right)^{-1}, \quad (5)$$

где ρ_v — плотность воды, E_{∞} — насыщающая упругость паров над плоской поверхностью чистой воды, T — температура среды вдали от капли, D — коэффициент молекулярной диффузии водяного пара в воздухе, κ — коэффициент теплопроводности воздуха, L — тепловая теплота конденсации, R_{π} — газовая постоянная водяного пара.

Ядра конденсации состоят обычно из смеси растворимого и нерастворимого веществ. Будем рассматривать однородно смешанные ядра, в которых масса гигроскопического вещества составляет постоянную долю от массы ядра, независимо от его размера.

В этом случае в (4) вместо константы A_1 следует брать константу A_1 , где β — доля гигроскопического вещества в ядре [18]. Пересыщение определяется в соответствии с данными работы [25].

Коагуляционный рост крупных капель происходит за счет грагитационной коагуляции в соответствии с непрерывной моделью:

$$\left(\frac{da}{dt} \right)_{\text{коаг}} = - \frac{\pi n_2}{3a^2} \int_0^a f_2(a') E(a, a') (a + a')^2 a'^3 (v_a - v_{a'}) da', \quad (6)$$

где n_2 — концентрация мелких облачных капель, $E(a, a')$ — коэффициент захвата, $f_2(a')$ — функция распределения облачных капель по размерам.

Скорость падения крупных капель будем рассчитывать по формуле Шмидта—Крастанова [4], поправку на изменение плотности воздуха с высотой возьмем в виде множителя $(\rho/\rho_0)^{0,5}$ где ρ — плотность воздуха на данной высоте, ρ_0 — плотность воздуха на высоте, где давление равно 760 мм и температура равна 20°C , коэффициент захвата $E(a, a')$ зададим в соответствии с данными работ [21, 22].

Из формулы (6) следует, что для расчета скорости коагуляционного роста крупных капель необходимо знать функцию распределения капле части спектра $f_2(a', z)$. Зададим ее в виде деления:

$$f_2(a', z) = \alpha^{a'+1} \left(\frac{a'}{a_m(z)} \right)^{\alpha} \frac{1}{a_m(z)} \exp \left(- \alpha \frac{a'}{a_m(z)} \right). \quad (7)$$

или

где α — параметр ($\alpha = 6$ [27]).

Для определения a'_m предположим, что начиная с уровня 300 м над основанием облака не происходит изменения концентрации мелких капель вследствие активации новых ядер, полного испарения капель и их коагуляции. В таком случае поток капель через горизонтальное сечение облака постоянен:

$$\int_s \int n_2 w ds = \text{const.} \quad (9)$$

Уменьшение концентрации капель определяется вовлечением в рост секундной массы с высотой. Выражение (8) было включено в систему уравнения, по которой рассчитывались термодинамические характеристики облака [28] и таким образом определялась концентрация капель как функция высоты. Для рассчитанных примеров (табл. 1) полученные таким образом концентрации близки к экспериментальным данным [29]. Зная абсолютную водность q , концентрацию облачных капель n_2 и вид функции распределения $f_2(a')$, легко найти a'_m .

В настоящее время не предложено надежной эмпирической формулы, описывающей распределение водности по горизонтальному сечению облака. Известно, однако, что вблизи вертикальной оси облака водность максимальна и близка к адиабатической, что она убывает до нуля к границам облака. В соответствии с этим и по аналогии с распределением по радиусу вертикальной скорости ветра [30] примем, что распределение водности по горизонтальному сечению облака можно представить в виде

$$q = q_a \left[1 - \left(\frac{r}{R} \right)^2 \right]^j. \quad (10)$$

Здесь r — расстояние от оси облака, R — радиус облака на данном уровне, q_a — адиабатическая водность. Осредненное по сечению облака значение водности $\bar{q}$ рассчитывалось по струйной модели. Исходя из определения $\bar{q}$:

$$\bar{q} = \frac{q_a \int_0^R f\left(\frac{r}{R}\right) r dr}{\int_0^R r dr} \quad (11)$$

можно показать, что при

$$f\left(\frac{r}{R}\right) = \left[1 - \left(\frac{r}{R} \right)^2 \right]^j$$

будем иметь

$$j = \frac{q_a}{\bar{q}} - 1.$$

Зная j , можно найти значение водности в любом месте облака. Используя это значение при расчете роста кап-

Таблица 1

Распределение с высотой осредненных по сечению облака вертикальной скорости w , абсолютной влажности q , концентрации облачных капель n , среднекубического радиуса $\tilde{a}_3$ и радиуса облака R для примеров А, В, С

z км	w м/с	R м	q г/м ³	n см ⁻³	$\tilde{a}_3$ мкм
Пример А					
1,8	1,10	733	0,12	1000	3
2,2	1,92	624	0,47	753	6
2,6	2,70	590	0,73	598	7
3,0	3,34	592	0,93	480	8
3,4	3,84	614	1,06	389	9
3,8	4,17	650	1,16	319	10
4,2	4,31	701	1,23	266	11
4,6	4,26	771	1,28	225	12
5,0	3,75	877	1,32	195	13
5,4	2,64	1101	1,38	176	13
5,6	1,35	1559	1,44	172	13

Пример В					
1,8	1,10	733	0,12	1000	3
2,2	1,92	624	0,47	798	5
2,6	2,70	590	0,73	633	7
3,0	3,34	592	0,93	597	8
3,4	3,84	614	1,06	409	9
3,8	4,17	650	1,16	335	10
4,2	4,31	701	1,23	278	11
4,6	3,86	801	1,29	234	12
4,7	2,52	999	1,34	227	12

Пример С					
1,8	1,10	733	0,12	1000	3
2,2	1,92	624	0,47	798	5
2,6	2,70	590	0,73	633	7
3,0	3,34	592	0,93	507	8
3,4	3,84	614	1,06	409	9
3,8	3,84	675	1,17	335	10
3,9	2,79	800	1,25	321	10

ответствии с уравнениями (2), (4) и (6) рассчитывался шаг в облаке.

При расчете траекторий частиц мы считали, что скорость частицы ее установившейся скорости падения и скорости ее вращения $\omega(r, z)$ и радиальной скорости v_r положен в [17]. Уравнение (2) совместно с уравнением движения

$$\frac{dz}{dt} = w - v_a \quad (13)$$

и уравнением горизонтального движения

$$\frac{dr}{dt} = v_r \quad (1)$$

решалось методом Рунге—Кутты на вычислительной машине М-222.

Результаты расчетов

В этом разделе представлены результаты трех групп расчетов, в которых использовались вышенаписанные уравнения. Примеры имеют целью показать модельные облака, существенно различны по своим динамическим характеристикам и вследствие этого по условиям осадкообразования.

Для расчета динамических характеристик облака использовалась струйная модель облачной конвекции. Как было показано в [17], эта модель позволяет вычислить поля ветра, водности, температуры, необходимые для расчета роста осадков, если заданы стратификация атмосферы и исходные параметры облака на уровне конденсации. Заданы типичные летние атмосферные условия для недостаточно увлажненных районов на юге ЕТС (ураинский ЭМП). Уровень конденсации задан на высоте $z_0 = 1,7$ км при давлении $p_0 = 850$ мб и температуре $T_0 = 7^\circ \text{C}$. Влажность воздуха в окружающей облако атмосфере 50%. Диаметр рассматриваемых облаков на уровне конденсации 1,5 км, средняя по горизонтальному сечению вертикальная скорость у основания $w_0 = 1$ м/с, перегрев $\Delta T_0 = 0^\circ \text{C}$. Концентрация облачных капель у основания облака $n_0 = 10^3 \text{ см}^{-3}$. Масса гигроскопического вещества составляет постоянную долю от массы ядра $\beta = 0,5$. В зависимости от того, как задана стратификация температуры, можно получить примеры облаков, существенно различных в отношении условий осадкообразования. Выбраны следующие примеры:

- Пример А. $\gamma = 0,8^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ при $0 < z < \infty$.
Пример В. $\gamma = \begin{cases} 0,8^\circ \text{C}/100 \text{ м} & \text{при } 0 < z < 4,5 \text{ км,} \\ 0 & \text{при } z > 4,5 \text{ км.} \end{cases}$
Пример С. $\gamma = \begin{cases} 0,8^\circ \text{C}/100 \text{ м} & \text{при } 0 < z < 3,7 \text{ км,} \\ 0 & \text{при } z > 3,7 \text{ км.} \end{cases}$

Этим условиям соответствуют рассчитанные примеры облаков мощностью $\Delta h_A = 3,9$ км, $\Delta h_B = 3$ км, $\Delta h_C = 2,2$ км. Параметры облаков представлены в табл. 1. Рисунок 1 показывает траектории растущих в облаке капель. Траектории сходятся вблизи основания облака, затем почти вертикально в течение его средней части, и разворачиваются вблизи облачной вершины. Это происходит из-за структуры горизонтальной конвергенции и, следовательно, в свою очередь связаны с изменением скорости и тока с высотой (подробнее см. [17]).

Из рис. 1 видно, что возможны два вому типу относятся случаи, когда кап-

льшой высоты, глубоко войти в зону горизонтальной дивергенции и быть выброшенной вследствие этого на большое расстояние от оси облака. Большую часть своего пути вниз такие капли пройдут в безоблачном воздухе или в периферийной части облака резко пониженным содержанием водности ($B—c, d; C—a, b, d$). Такие капли не имеют возможности вырасти до значительных размеров и испаряются не достигая поверхности земли (рис. 2). Траектории этого типа особенно характерны для облака C .

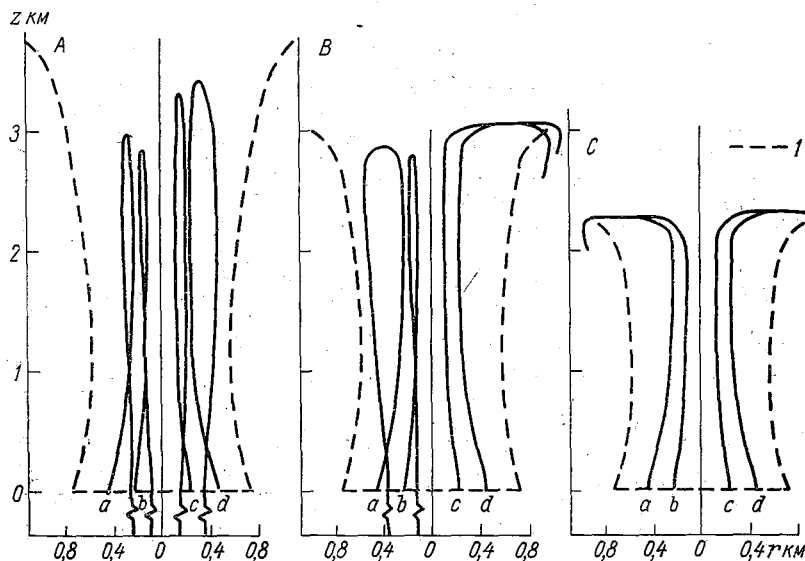


Рис. 1. Примеры траекторий капель в облаках (A, B, C).

1 — граница облака; z — высота над основанием облака; r — расстояние от оси облака; $(r/R)_0$ — исходное безразмерное удаление от центра; a_n — радиус ядра конденсации, на котором растут капли; а) $a_n=10$ мкм, $(r/R)_0=0,6$; б) $a_n=10$ мкм, $(r/R)_0=0,3$; в) $a_n=5$ мкм, $(r/R)_0=0,3$; д) $a_n=5$ мкм, $(r/R)_0=0,6$.

Ко второму типу относятся случаи, когда капли, образовавшиеся на более крупных ядрах конденсации, растут быстрее и достигают вершины своей траектории лишь немногим выше уровня максимальной скорости восходящего потока. Поэтому они сравнительно мало смещаются по горизонтали и на пути вниз пересекают ласти облака с большими вертикальными скоростями и значениями водности ($A—a, b, c, d; B—a, b$). Именно эти капли вырастают до значительных размеров и выпадают на землю (рис. 2).

Исходя из этого будем говорить о критическом радиусе облачных капель $a_{кр}$. Капли, имеющие радиус $a > a_{кр}$ вырастают до значительных размеров и в конечном счете выпадают на землю. Капли с $a < a_{кр}$ выносятся за пределы облака и испаряются.

Аналогичное понятие введем и для ядер конденсации. Ядра конденсации с $a_n \geq a_{n\text{кр}}$ и $a_n < a_{n\text{кр}}$ дают облачные частицы соответствующих категорий. В принципе возможен случай, когда капля, образовавшаяся на ядре с $a_n \gg a_{n\text{кр}}$, не поднимается на большую высоту над основанием облака, вследствие чего вырастает только до небольшого размера и при падении на землю и паряется. Соответствующий пример представлен кривой *e*. Такой тип траекторий для данных условий имеют капли, образующиеся

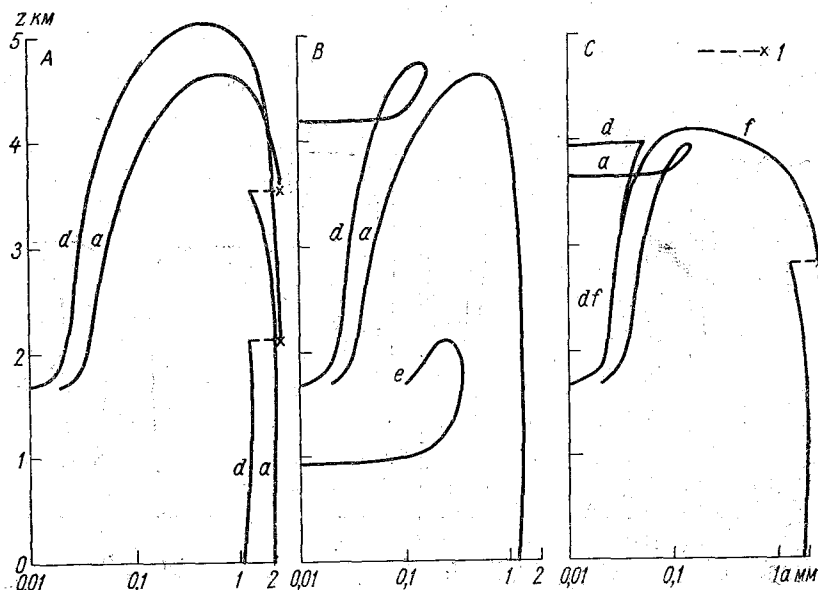


Рис. 2. Примеры зависимости радиуса капель от высоты над поверхностью земли для облаков (A, B, C).

1 — уровень дробления капель; а) $a_n = 10$ мкм, $(r/R)_0 = 0,6$; д) $a_n = 5$ мкм, $(r/R)_0 = 0,6$; е) $a_n = 55$ мкм, $(r/R)_0 = 0,6$; ф) $a_n = 5$ мкм, $(r/R)_0 = 0$.

на ядрах с $a_n > 50$ мкм. Однако концентрация естественных ядер конденсации таких крупных размеров пренебрежимо мала. При искусственном засеивании облаков появление таких больших частиц возможно, и особенности их роста следует принимать во внимание.

Таким образом, мы видим, что за счет сортировки в предвешинной части облака спектр поднимающихся облачных капель разделяется на две части: капли с $a < a_{\text{кр}}$, которые впоследствии испаряются, и зародыши капель дождя с $a > a_{\text{кр}}$.

Облачные капли, которые на каком-либо уровне в облаке имеют радиус меньше $a_{\text{кр}}$, не успевают вырасти до размеров обеспечивающих их последующее опускание внутри облака. Тем самым ограничивается интенсивность образования в облаке дождевых капель.

Величина $a_{кр}$ зависит от скорости восходящего движения, мощности, водности и дисперсности облака, а также от условий, определяющих скорость испарения капель в безоблачном воздухе.

Рисунок 2 показывает изменение размеров частиц при их движении вдоль траекторий. Видно, что частицы, относящиеся к первому типу траекторий, растут недостаточно быстро и испаряются в безоблачном воздухе.

Капли, образовавшиеся на более крупных ядрах конденсации, вырастают до больших размеров и не успевают поэтому испариться под основанием облака. Наиболее крупные из них достигают неустойчивого размера (радиус 2,5 мм) и разбрызгиваются.

Характер перемещения частиц в облаке накладывает довольно жесткие ограничения на возможность их роста. Так, для модели облака C в естественном спектре облачных капель практически отсутствуют зародыши осадков. Следует подчеркнуть, что это является следствием того, что рассматривается пространственная модель, учитывающая вынос частиц за пределы облака. Для сравнения на рис. 2 (облако C , кривая f) показана зависимость радиуса от высоты для капель, проходящих по оси облака, где $v_r = 0$ (т. е., по существу, для одномерной модели). В этом случае капли, образующиеся на ядрах с радиусом 5 мкм, выпадают на землю.

Оценим интенсивность выпадающих осадков для выбранных примеров облаков. Поток ядер конденсации с радиусом от a_n до $a_n + da_n$ через основание облака площадью s_0 на высоте z_0 равен

$$I_0 = n_n \varphi(a_n) da_n (\bar{w}_0 - v_n) s_0, \quad (15)$$

где $\varphi(a_n)$ представляет собой плотность распределения ядер конденсации по радиусам, n_n — концентрация ядер, v_n — скорость падения частиц, $\bar{w}_0$ — скорость восходящего потока воздуха.

На произвольной высоте z на ядре с радиусом a_n вырастает капля с радиусом a , на ядре с $a_n + da_n$ — капля с $a + da$. За счет горизонтальных перемещений эти капли будут распределены по площади s . Поток таких капель равен

$$I_z = n f_1(a) da (\bar{w} - v_a) s, \quad (16)$$

где $f(a)$ — плотность распределения капель по радиусам, n — их концентрация. Как следует из (1), в случае установившегося состояния потоки частиц на высотах z_0 и z равны по модулю

$$|I_0| = |I_z|. \quad (17)$$

Интенсивность осадков I , выпадающих на землю, равна

$$I = \bar{m} \int_0^{\infty} n v_a f_1(a) da, \quad (18)$$

где $\bar{m}$ — средняя масса выпадающих капель дождя.

На уровне основания облака $v_a \ll \bar{w}_0$, на земле $w=0$. Предположим, что осадки выпадают на площади, равной площади основания облака, $s=s_0$. Тогда из (17) следует

$$v_a n f_1(a) da = \bar{w}_0 n_n \varphi(a_n) da_n. \quad (1)$$

Заменяя в формуле (18) последний интеграл в соответствии с (19), запишем выражение для I в виде

$$I = \bar{m} \bar{w}_0 \int_{a_{\text{нкp}}}^{\infty} n_n \varphi(a_n) da_n. \quad (2)$$

Найдем $\int_{a_{\text{нкp}}}^{\infty} n_n \varphi(a_n) da_n$. Известно, что распределение по радиусам ядер конденсации ($a_n > 10^{-5}$ см) хорошо аппроксимируется степенной зависимостью (закон Юнге) [18, 31]

$$\varphi(a_n) = b a_n^{-\nu}, \quad (2)$$

где b и ν — постоянные. Из условия нормировки $\int_{a_1}^{\infty} b a_n^{-\nu} da_n = 1$, где a_1 — минимальный радиус, начиная с которого применима аппроксимация (21), получим

$$\varphi(a_n) = (\nu - 1) \frac{1}{a_1} \left(\frac{a_1}{a_n} \right)^{\nu}. \quad (2)$$

Концентрация ядер, радиус которых превышает $a_{\text{нкp}}$, выражается уравнением

$$\int_{a_{\text{нкp}}}^{\infty} n_n \varphi(a_n) da_n = n_n \int_{a_{\text{нкp}}}^{\infty} (\nu - 1) \frac{1}{a_1} \left(\frac{a_1}{a_n} \right)^{\nu} da_n = n_n \left(\frac{a_1}{a_{\text{нкp}}} \right)^{\nu-1}, \quad (2)$$

где n_n — концентрация капель с радиусом более a_1 .

В соответствии с экспериментальными данными [31, 32] примем, что $n_n = 10^3 \text{ см}^{-3}$, $\nu = 4$, $a_1 = 10^{-5}$ см.

Как видно из рис. 1 и 2, для облака A $a_{\text{нкp}} < 5$ мкм, для облака B $5 \text{ мкм} < a_{\text{нкp}} < 10$ мкм, для облака C $a_{\text{нкp}} > 10$ мкм.

По данным Н. С. Шишкина [4], среднекубический радиус выпадающих капель для ливневых осадков составляет около 1 мм. Как видно из рис. 2, рассчитанные для наших примеров радиусы капель на уровне земли имеют примерно те же значения.

Соответствующее значение $\bar{m} = 4 \cdot 10^{-3}$ г. Тогда интенсивность осадков для выбранных примеров облаков следующая: $I_A > 1$ мм/мин, $0,1 \text{ мм/мин} < I_B < 1 \text{ мм/мин}$, $I_C < 0,1 \text{ мм/мин}$.

Заключение

В настоящей работе осадки рассматриваются как результат роста гигроскопических аэрозольных частиц. Эта гипотеза позволяет развить простую модель осадкообразования в капельных облаках. Роль зародышей капель дождя играют ядра определенного критического диапазона размеров. Критические размеры являются функциями от значений параметров облака и окружающей среды вдоль траекторий движения частиц.

Рассматривая стационарную модель облака, мы допускали, что образование осадков не оказывает влияния на поля метеоземленов в облаке и что облачная конвекция не оказывает влияния на стратификацию окружающей атмосферы. Эти допущения могут быть приняты только на начальной стадии осадкообразования, полученные оценки интенсивности осадков следует рассматривать как оценки ее верхнего предела.

В некоторых случаях могут быть получены завышенные значения интенсивности осадков. Так, для примера А стационарный отток влаги в облако через нижнюю и боковые границы, обеспечивает интенсивность осадков около 0,6 мм/мин. Если величина I , рассчитываемая по формуле (20), оказывается сравнимой с приростом парообразной влаги в облако, то это значит, что схема расчета нуждается в усовершенствовании для этих условий. Можно предположить, что интенсивность осадков в таком случае определяется динамикой облака. Ряд экспериментальных данных подтверждает предположение, что интенсивность осадков из наиболее мощных кучево-дождевых облаков определяется в основном внутриаэрозольной динамикой [33].

В последующих работах мы предполагаем рассчитать эффект воздействия на облака и выполнить расчеты применительно к конкретным облакам, для которых известны основные параметры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шишкин Н. С. Расчет интенсивности осадков из водяных облаков.— «Тр. ГГО», 1948, вып. 13 (75), с. 77—88.
2. Лэнгмюр И. Искусственное осаждение кучевых облаков при температуре выше 0°С в результате цепного процесса. (Пер. с англ.)— В кн.: Физика образования осадков. М., Изд-во иностр. лит., 1951, с. 177—189.
3. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. (Пер. с англ.) Л., Гидрометеониздат, 1961. 538 с.
4. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Л., Гидрометеониздат, 1964. 440 с.
5. Сталевич Д. Д. Вызывание искусственных осадков с помощью гигроскопических веществ.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 278, с. 3—19.
6. Довгальчук Ю. А. и др. Об искусственном регулировании процесса образования осадков при воздействиях на облака.— В кн.: Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеониздат, 1970, с. 221—229.
7. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Л., Гидрометеониздат, 1968. 171 с.
8. Довгальчук Ю. А. К расчету роста частиц осадков в развивающемся конвективном облаке.— «Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 87—94.

9. Srivastava R. C. and Atlas D. Growth, Motion and Concentration of precipitation particles in Convective Storms.— „J. Atmos. Sci.“, 1969, v. 26, N 3, p. 535—544.
10. Atlas D. The Balance Level in Convective Storms.— „J. Atmos. Sci.“, 1969, v. 26, N 6, p. 635—651.
11. Donaldson R. I. and Wexler R. Notes on thunderstorm observation by fixed-beam Doppler radar.— „J. Atmos. Sci.“, 1968, v. 25, N 1, p. 139—144.
12. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. О роли водности облака в образовании искусственных осадков.— «Тр. ГГО», вып. 262, с. 31—43.
13. Warner I. On steady-state one-dimensional models of cumulus convection.— „J. Atmos. Sci.“, 1970, v. 27, p. 1035—1040.
14. Войт Ф. Я., Мазин И. Н. Водность кучевых облаков.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1972, т. 8, № 11, с. 1166—1176.
15. Качурин Л. Г., Бекряев В. И., Воробьев Б. М. Приложение методов турбулентных струй к расчету конвективных движений в атмосфере.— В кн: Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 213—221.
16. Бекряев В. И., Воробьев Б. М. Струйная модель облачной конвекции. Численный эксперимент.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1972, т. 8, № 9, с. 925—935.
17. Бекряев В. И., Зинченко А. В. Осесимметричная стационарная модель мощного кучевого облака.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 42—54.
18. Смирнов В. И., Сергеев Б. Н. Распределение по размерам крупных облачных капель, выросших на гигроскопических ядрах конденсации.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1973, т. 9, № 12, с. 1290—1300.
19. Буйков М. В. Метод кинетических уравнений в теории облаков.— В кн: Труды Всесоюзного научно-метеорологического совещания. Т. 3. Л., Гидрометеиздат, 1963, с. 122—129.
20. Буйков М. В., Дехтяр М. И., Духин С. С. К теории крупнокапельной части спектра облачных капель.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз», 1963, № 4, с. 637—648.
21. Романов К. В. Исследования эффективности инерционного захвата частиц аэрозоля сферой. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. физ.-мат. наук. Одесса, ОГУ, 1973.
22. Волощук В. М. Введение в гидродинамику грубодисперсных аэрозолей. Л., Гидрометеиздат, 1971. 207 с.
23. Головин А. М. Решение уравнения коагуляции облачных капель в восходящем потоке воздуха.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз», 1963, № 5, с. 783—791.
24. Кабанов А. С., Мазин И. П., Смирнов В. И. Пересыщение водяного пара в облаках.— «Тр. ЦАО», 1971, вып. 95, с. 50—62.
25. Александров Э. А. О давлении водяного пара над растворами.— «Тр. ИПГ», 1967, вып. 9, с. 77—83.
26. Бериташвили Б. Ш., Довгало Ю. А. О пересыщении пара в развивающемся мелкокапельном облаке.— «Тр. ГГО», 1966, вып. 186, с. 126—136.
27. Левин Л. М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 266 с.
28. Бекряев В. И. Турбулентная неизотермическая струя в стратифицированной атмосфере.— «Тр. ЛГМИ», 1972, вып. 45, с. 62—72.
29. Скацкий В. И. Исследование водности кучевых облаков.— «Тр. ИПГ», 1968, вып. 13. 120 с.
30. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. М., Изд-во АН СССР, 1961. 210 с.
31. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М., «Мир», 1965. 418 с.
32. Андреев Б. Г. Полный спектр частиц естественных аэрозолей и оценка доли активных ядер конденсации.— В кн: Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 93—101.
33. Научные проблемы управления погодой. (Пер. с англ.). Л., Гидрометеиздат, 1965. 161 с.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ В АТМОСФЕРЕ В ДНИ С КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТЬЮ

Данные о статистических характеристиках вертикальных профилей температуры и влажности необходимы для решения многих задач метеорологии. Они используются в численных методах прогноза погоды, при расчетах энергетического и теплового балансов атмосферы, интерпретации спутниковой информации, изучении процессов эволюции облаков и при решении других задач. Одной из трудных проблем физики облаков является построение теории развития конвективной облачности. Несмотря на то что в настоящее время созданы модели кучевых облаков, выполнены теоретические разработки, проведены численные эксперименты [2, 3, 5, 4], в прогнозе эволюции конвективной облачности имеются еще значительные трудности. В какой-то степени это связано с неполнотой наших сведений об особенностях изменчивости характеристик атмосферы, влияющих на развитие облаков, в частности температуры и влажности.

Температура и влажность в атмосфере меняются в широких пределах в зависимости от географического района, времени года, суток, характера циркуляции, синоптической ситуации, формы количества облаков и ряда других факторов. Естественно, что температуру и влажность можно рассматривать как случайные функции и исследовать их статистические характеристики. Этому вопросу в последнее время уделяется много внимания. В ряде работ получены статистические характеристики вертикальных профилей температуры и влажности для разных районов [4, 6, 7, 8, 9], однако влияние облачности на особенности этих профилей в этих работах не рассматривается.

Исключением являются работы [1, 9]; в [1] вариации метеорологических элементов получены отдельно для ясных и облачных дней. При этом объединяются все облачные дни вне зависимости от форм облаков. Представляется, что объединение внутримассовых конвективных облаков и фронтальных слоистообразных в одну выборку не всегда является целесообразным. Что касается учета

количества облаков и их вертикальной мощности, то они ни в одной из работ не учитываются.

Данное исследование проведено применительно к конвективным облакам. В работе рассмотрены особенности распределения статистических характеристик температуры и влажности в тропосфере при разном количестве и различной мощности конвективных облаков ($Cu\ hum.$, $Cu\ med.$, $Cu\ cong.$, Cb) и проведено их сопоставление с безоблачными ситуациями.

Исследование выполнялось на основании данных дневного температурно-ветрового зондирования атмосферы в пункте Ростов-на-Дону за летний период (июнь—август) с 1961 по 1971 г. и частично с 1957 по 1960 г. На основании имеющихся данных были сделаны выборки по градациям вертикальной мощности облаков более 1 км ($Cu\ cong.$, Cb) и менее 1 км ($Cu\ med.$, $Cu\ hum.$) количеству облаков (более 5 баллов и менее 5 баллов). Далее были составлены следующие сочетания (выборки) мощности количества: 1) $\Delta h < 1$ км, $n < 5$ баллов; 2) $\Delta h > 1$ км, $n < 5$ баллов; 3) $\Delta h < 1$ км, $n > 5$ баллов; 4) $\Delta h > 1$ км, $n > 5$ баллов. Для сравнения и анализа результатов использовалась выборка «ясно». Статистические характеристики температуры и влажности определялись на девяти уровнях в тропосфере: у поверхности Земли и на изобарических поверхностях 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400 и 300 мб. Число случаев в выборке было не менее 50, что превосходило, согласно [10], минимально допустимое для данного порядка матрицы. Вычисления производились на ЭВМ «БЭСМ-6».

Статистические характеристики вертикальных профилей температуры

В табл. 1 приводятся средние значения температуры и ее среднеквадратических отклонений за июль в ясные и облачные дни.

Таблица

Значения средней температуры и ее среднеквадратических отклонений
($\bar{T} \pm \sigma_T$) °C

Уровень, мб	Ясно	Облачно	$n < 5$ баллов		$n > 5$ баллов	
			$\Delta h < 1$ км	$\Delta h > 1$ км	$\Delta h < 1$ км	$\Delta h > 1$ км
0 Земля	30,3±3,9	27,9±3,6	28,9±3,2	28,6±3,7	26,4±3,5	26,0±3,3
900	20,1±4,2	18,1±3,3	18,8±3,5	19,0±3,4	16,8±3,4	17,4±2,7
850	15,9±4,0	13,9±3,2	14,4±3,3	15,1±2,9	12,7±3,5	13,4±2,7
800	12,2±3,5	9,9±3,0	10,4±2,8	11,1±2,7	8,5±3,3	9,3±2,7
700	6,1±3,0	3,1±2,6	3,7±2,5	3,6±2,4	2,2±2,5	2,3±2,7
600	-2,3±2,8	-3,5±2,6	-2,8±2,4	-4,1±2,0	-3,9±2,6	-4,1±2,7
500	-10,4±2,6	-12,2±2,5	-12,1±2,5	-12,3±2,1	-12,5±2,7	-12,5±2,7
400	-22,1±2,9	-24,0±2,7	-23,8±2,6	-23,9±2,4	-24,6±2,9	-23,7±2,7
300	-36,5±4,2	-38,4±3,4	-38,1±3,6	-37,6±3,2	-39,4±2,7	-38,2±3,3

по разным выборкам) для девяти уровней тропосферы. Анализ риведенных значений показывает, что как у поверхности Земли, так и во всей тропосфере средние температуры в ясные дни выше, чем в облачные. При этом прослеживается определенно выраженная зависимость температуры от количества и вертикальной мощности облаков. Так, у поверхности Земли в ясные дни температура в среднем на $4,0^{\circ}\text{C}$ выше, чем при Cu cong. , Cb в количестве более 5 баллов. С высотой эта разность несколько сглаживается, однако на уровне 300 мб она еще составляет около $2,0^{\circ}\text{C}$. Аналогичные результаты получены для июня и августа, хотя количественные соотношения несколько меняются. Так, в августе различие температур в ясные и наиболее пасмурные дни (выборка 4) составляет около $8,0^{\circ}\text{C}$, что связано с большим числом случаев пасмурных дней с количеством облаков более 7 баллов.

Интересно отметить, что средняя многолетняя температура поверхности Земли в июле, равная $22,9^{\circ}\text{C}$, значительно ниже, чем в дни с конвективными облаками, а тем более в ясные дни, когда разность температур составляет $7,4^{\circ}\text{C}$. По мере увеличения количества и мощности облаков она уменьшается, однако даже при Cu cong. и Cb в количестве более 5 баллов средняя температура у поверхности Земли на $3,1^{\circ}\text{C}$ превышает среднюю многолетнюю.

Анализ среднеквадратических отклонений σ_T показывает, что ясные дни на всех уровнях в тропосфере они больше, чем в облачные. При этом обнаруживается связь величин σ_T с количеством мощностью облаков, которая проявляется в том, что при увеличении их количества и мощности среднеквадратические отклонения температуры на соответствующих уровнях уменьшаются.

Что касается вертикальных профилей среднеквадратических отклонений температуры в ясные и облачные дни, то общей закономерностью является убывание σ_T в нижней тропосфере и возрастание в средней и верхней. При этом минимальные значения σ_T в облачные дни отмечаются на меньшей высоте ($700-600$ мб), чем в ясные, когда они находятся на уровне 500 мб. Следует отметить, что высота уровня минимального значения σ_T в облачные дни не остается постоянной и понижается при увеличении количества и мощности облаков.

Анализ относительной изменчивости температуры $\sigma_T/\bar{T}$ показал, что при количестве облаков, превышающем 5 баллов, эта величина больше, чем в ясные дни, в нижней тропосфере и меньше средней. Вблизи тропопаузы изменчивость температуры в облачные дни увеличивается по сравнению с ясными. В вертикальном профиле относительной изменчивости температуры при значительной облачности наблюдается максимум вблизи уровня 700 мб, в ясные и малооблачные дни положение максимума смещается вверх к уровню 600 мб. После достижения максимума $\sigma_T/\bar{T}$ достаточно резко уменьшается, составляя около 20% на уровне 00 мб и всего 6—10% вблизи поверхности 300 мб. Представля-

ется, что особенности хода σ_T и $\sigma_T/\bar{T}$ связаны в значительной степени с особенностями интенсивности турбулентного обмена, резко выраженного в дни с конвективными облаками. Смещение максимума $\sigma_T/\bar{T}$ в средней тропосфере в облачные дни по сравнению с ясными, возможно, связано с положением верхних границ облаков, которые, согласно [13], в этом пункте хотя и не имеют резко выраженного максимума повторяемости, однако в 50% случаев расположены вблизи поверхности 700 мб.

Для анализа корреляционных связей между отклонениями температуры на разных уровнях были вычислены корреляционные функции B_{TT} , примеры которых для ясных и облачных дней приведены в табл. 2 (правый верхний угол), там же (левый нижний угол) представлены коэффициенты автокорреляции r_{TT} . Связи пульсаций температуры у поверхности Земли с пульсациями на всех уровнях в тропосфере положительные. Наиболее тесные связи отклонений температуры наблюдаются в нижнем слое (1,5–2,0 км), где r_{TT} в среднем равен 0,85–0,95. По мере увеличения расстояния между коррелируемыми уровнями связи постепенно уменьшаются. Достаточно четко видно, что до уровня 700 мб коэффициенты корреляции в облачные дни меньше, чем в ясные, а для случаев большого количества мощных $Cu\ congest.$, Cb это соотношение сохраняется и выше поверхности 500 мб.

При малом количестве облаков (менее 5 баллов) независимо от их вертикальной мощности в слое 600–400 мб коэффициенты корреляции в облачные дни больше, чем в ясные.

Таблица

Автокорреляционная матрица отклонений температуры

B_{TT}	Земля	900	850	800	700	600	500	400	300	
Земля	15,25 13,62	15,74 8,37	14,66 7,99	12,25 6,26	7,94 4,58	4,92 5,29	4,69 3,67	4,35 3,59	7,06 1,13	Земля
900	0,95 0,77	18,05 8,68	16,63 8,53	13,53 6,56	2,46 4,61	5,21 4,67	4,97 3,20	4,92 4,10	7,09 1,79	900
850	0,93 0,73	0,97 0,98	16,15 8,74	13,33 6,82	8,42 4,87	5,31 4,82	4,92 3,26	4,86 4,15	7,36 1,84	850
800	0,89 0,70	0,90 0,91	0,94 0,95	12,55 5,92	7,93 4,76	5,18 4,89	4,66 3,44	4,38 4,19	6,99 2,26	800
700	0,67 0,51	0,66 0,64	0,69 0,67	0,74 0,80	9,22 6,02	7,45 6,17	6,29 4,54	5,63 4,65	9,41 2,77	700
600	0,44 0,51	0,43 0,56	0,46 0,58	0,51 0,71	0,86 0,89	8,14 8,01	6,54 6,25	5,68 6,06	8,43 3,72	600
500	0,46 0,41	0,45 0,44	0,47 0,45	0,50 0,58	0,79 0,76	0,87 0,90	6,89 6,02	6,37 5,47	8,13 4,20	500
400	0,38 0,37	0,40 0,53	0,42 0,53	0,43 0,65	0,64 0,72	0,69 0,81	0,84 0,84	8,38 6,98	10,17 5,56	400
300	0,42 0,10	0,39 0,20	0,43 0,20	0,46 0,30	0,72 0,36	0,69 0,42	0,72 0,55	0,82 0,68	18,30 9,63	300
	Земля	900	850	800	700	600	500	400	300	r_{TT}

Примечание. Для каждого уровня первая строка — ясно, вторая строка — облачность >5 баллов, $\Delta h > 1$ км.

Следует отметить и некоторое различие в характере изменения r_{TT} в ясные и облачные дни. В ясные дни r_{TT} убывает до уровня 300 мб, после чего в верхней тропосфере мало изменяется с высотой. В облачные дни резкое убывание r_{TT} прослеживается до уровня 700 мб, далее отмечается слой более слабого изменения r_{TT} , совпадающий со слоем наибольшей изменчивости температуры (700—600 мб), а выше происходит резкое уменьшение коэффициента корреляции.

Сравнение полученных значений r_{TT} с результатами работы [7] показывает их общее согласие, хотя на уровне 300 мб наши значения несколько меньше. Численное различие значений, естественно, связано с особенностями выборок, для которых проводились вычисления.

Аналогичные соотношения в ходе нормированных корреляционных функций температуры получены для июня и августа. Эти месяцы численные значения B_{TT} и r_{TT} несколько отличаются от приведенных в табл. 2, однако особенности характера связей в ясные и облачные дни сохраняются.

В соответствии с указанными выше выборками для каждого летнего месяца получены автокорреляционные матрицы пульсаций температуры, на основании которых рассчитаны их собственные значения (λ_i) и собственные векторы (φ_i). Всего было составлено и рассчитано 24 матрицы. Поскольку вычисления проводились для разных выборок, рассмотрим в качестве примера лишь некоторые из них.

В табл. 3 и 4 представлены значения собственных чисел λ_i и векторов φ_i и остаточных дисперсий для ясных и облачных дней (по четырем выборкам) для июля.

Значения остаточных дисперсий d_i показали, что для представления температуры с ошибкой около 5% достаточно первых четырех собственных векторов. На рис. 1 а представлен вертикальный профиль трех первых векторов в ясные и облачные дни. Анализ их хода показывает, что профили их достаточно универсальны. Первый собственный вектор слабо убывает с высотой и на характер его изменения облачность практически не оказывает влияния. Второй собственный вектор меняет знак вблизи поверхности 50 мб, причем смена знака при значительной облачности происходит несколько ниже, чем в ясные дни. Что касается третьего вектора, то он дважды меняет знак — один раз вблизи уровня 350 мб для ясных и пасмурных дней и второй раз в слое выше поверхности 500 мб в ясные дни и вблизи 400 мб в облачные дни. Интересно отметить, что третий собственный вектор имеет экстремальное значение над уровнем перехода через ноль второго вектора, что, вероятно, связано с влиянием турбулентного обмена.

Сравнение естественных ортогональных функций с результатами, полученными в работах [1, 8], показывает, что, несмотря на общее согласие в характере распределения собственных векторов, обнаруживается некоторое различие деталей этого хода, связанное с особенностями исследуемых выборок.

Таблица

Собственные числа, распределения дисперсий и собственные векторы
для вертикальных профилей температуры в облачные дни

Уровень, мб	$\Delta h < 1$ км					$\Delta h > 1$ км				
	λ_i	d_i	φ_1	φ_2	φ_3	λ_i	d_i	φ_1	φ_2	φ_3

$n < 5$ баллов

Земля	54,90	66,50	0,39	-0,31	-0,13	47,57	66,27	0,49	-0,27	-0,
900	14,60	84,19	0,40	-0,28	-0,18	13,90	85,64	0,40	-0,36	-0,
850	6,58	92,16	0,41	-0,28	-0,19	3,54	90,57	0,40	-0,24	0,
800	2,53	95,22	0,36	-0,16	-0,05	3,03	94,79	0,38	-0,06	-0,
700	1,24	96,72	0,27	0,17	0,35	1,71	97,17	0,31	0,16	0,
600	0,99	97,92	0,27	0,13	0,45	1,17	98,80	0,20	0,21	0,
500	0,89	99,00	0,28	0,25	0,39	0,49	99,48	0,21	0,23	0,
400	0,52	99,63	0,27	0,34	0,22	0,24	99,82	0,22	0,39	0,
300	0,30	100	0,25	0,70	-0,63	0,13	100	0,25	0,67	-0,

$n > 5$ баллов

Земля	63,58	74,60	0,40	-0,31	0,13	68,66	64,61	0,42	-0,45	-0,
900	12,76	89,57	0,41	-0,29	0,09	14,81	83,61	0,38	-0,28	-0,
850	3,55	93,73	0,41	-0,29	0,11	5,29	90,64	0,38	-0,27	-0,
800	2,02	96,10	0,40	-0,21	0,00	4,22	96,24	0,33	-0,11	-0,
700	1,55	97,92	0,27	0,14	-0,32	1,37	98,06	0,31	0,12	0,
600	0,96	99,05	0,27	0,30	-0,48	0,74	99,04	0,35	0,24	0,
500	0,38	99,50	0,29	0,33	-0,30	0,37	99,54	0,28	0,31	0,
400	0,32	99,87	0,28	0,48	0,07	0,34	99,88	0,31	0,35	0,
300	0,11	100	0,20	0,49	0,73	0,10	100	0,20	0,58	-0,

Таблица 4

Собственные числа, распределения дисперсий
и собственные векторы для вертикальных профилей
температуры в ясные дни

Уровень, мб	λ_i	d_i	φ_1	φ_2	φ_3
Земля	78,67	69,66	0,40	-0,29	0,10
900	22,65	89,71	0,43	-0,34	0,08
850	4,79	93,95	0,42	-0,29	0,06
800	2,79	96,42	0,37	-0,20	-0,06
700	1,60	97,84	0,30	0,18	-0,38
600	0,96	98,69	0,23	0,31	-0,58
500	0,69	99,30	0,21	0,21	-0,34
400	0,49	99,73	0,22	0,37	0,18
300	0,30	100	0,33	0,57	0,60

Следует отметить, что убывание первого собственного вектора высотой хорошо согласуется с профилем коэффициента корреляции в ясные и облачные дни. При приближении к тропопauзе коэффициент корреляции в облачные дни убывает достаточно резко, соответственно и значения φ_1^N вблизи этого уровня также убывают более резко. Что касается профилей r_{TT} и φ_1 в ясные дни, то они также находятся в согласии. Ход φ_1^N четко следует ходу изменчивости температуры. Переходы через нуль второго и третьего соб-

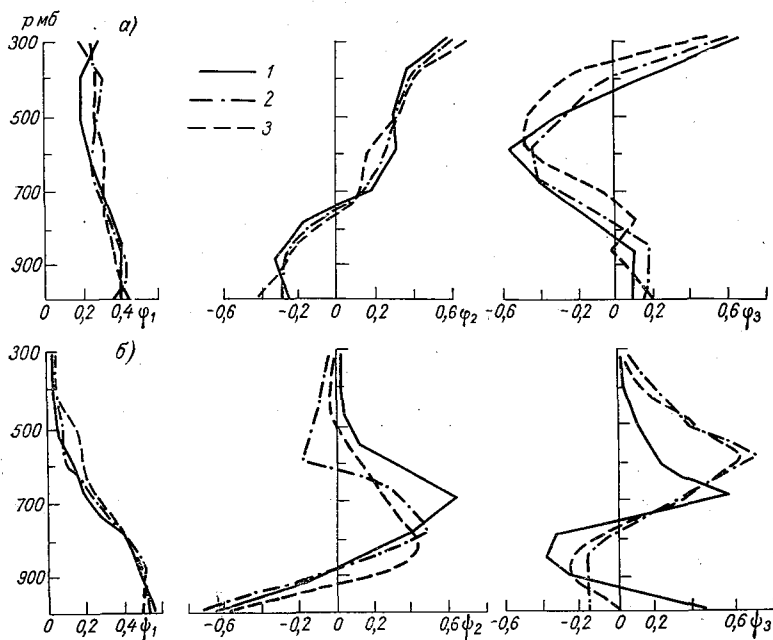


Рис. 1. Три первых собственных вектора для матрицы температуры φ_i (а) и матрицы удельной влажности ψ_i (б). Июль.

1) ясно; 2) $n > 5$ баллов, $\Delta h > 1$ км; 3) $n < 5$ баллов, $\Delta h < 1$ км.

ственных векторов соответствуют уровню, где имеет место наибольшее отклонение температуры от ее среднего профиля.

На примерах нескольких выборок была проверена устойчивость первых трех собственных векторов, которая показала, что косинусы углов между первыми векторами разных выборок близки к единице, косинусы углов между вторыми векторами несколько меньше — в среднем около 0,9, что, однако, свидетельствует о достаточной устойчивости этих векторов. Что касается третьих векторов, то они менее устойчивы, поскольку отражают детали более высокого порядка.

Таким образом, для восстановления профиля температуры при наличии конвективных облаков с ошибкой около 5% достаточно использовать три-четыре первых собственных вектора.

Статистические характеристики вертикальных профилей удельной влажности

Распределение удельной влажности по высотам получено для трех летних месяцев. В табл. 5 в качестве примера это распределение приведено для июля при разном характере облачности. В этой же таблице даны значения удельной влажности для июля и августа только на уровне Земли.

Таблица

Вертикальный профиль удельной влажности
и среднеквадратические отклонения ($\bar{q} + \sigma_q$) г/кг

Уровень, мб	Ясно	Облачно	$n < 5$ баллов		$n > 5$ баллов	
			$\Delta h < 1$ км	$\Delta h > 1$ км	$\Delta h < 1$ км	$\Delta h > 1$ км
Земля						
VI	$8,5 \pm 2,2$	$10,2 \pm 2,4$	$9,2 \pm 2,2$	$9,9 \pm 2,0$	$9,4 \pm 2,6$	$10,7 \pm 2,5$
VIII	$8,2 \pm 2,2$	$9,9 \pm 2,4$	$9,3 \pm 1,8$	$10,2 \pm 2,2$	$9,5 \pm 1,7$	$11,0 \pm 1,8$
VII	$8,9 \pm 2,2$	$10,1 \pm 2,1$	$9,8 \pm 2,2$	$11,4 \pm 2,6$	$9,6 \pm 2,1$	$10,9 \pm 1,9$
900	$6,1 \pm 1,8$	$7,5 \pm 1,6$	$7,1 \pm 1,7$	$8,3 \pm 1,4$	$6,8 \pm 1,4$	$8,1 \pm 1,5$
850	$5,4 \pm 1,7$	$6,9 \pm 1,5$	$6,6 \pm 1,5$	$7,5 \pm 1,5$	$6,3 \pm 1,5$	$7,3 \pm 1,6$
800	$4,6 \pm 1,7$	$6,1 \pm 1,5$	$5,8 \pm 1,5$	$6,6 \pm 1,3$	$5,6 \pm 1,6$	$6,4 \pm 1,7$
700	$3,2 \pm 1,5$	$4,0 \pm 1,3$	$3,5 \pm 1,3$	$4,6 \pm 0,9$	$3,6 \pm 1,2$	$4,6 \pm 1,5$
600	$1,8 \pm 0,9$	$2,1 \pm 0,9$	$1,8 \pm 0,7$	$2,6 \pm 0,8$	$1,9 \pm 0,8$	$2,7 \pm 0,9$
500	$0,9 \pm 0,4$	$1,1 \pm 0,5$	$0,9 \pm 0,4$	$1,3 \pm 0,6$	$1,0 \pm 0,4$	$1,4 \pm 0,6$
400	$0,4 \pm 0,2$	$0,5 \pm 0,2$	$0,4 \pm 0,2$	$0,6 \pm 0,3$	$0,5 \pm 0,2$	$0,7 \pm 0,4$
300	$0,16 \pm 0,08$	$0,18 \pm 0,08$	$0,16 \pm 0,06$	$0,21 \pm 0,09$	$0,14 \pm 0,05$	$0,22 \pm 0,08$

Анализ приведенных данных показывает, что как в ясные, так и в облачные дни наибольшая удельная влажность отмечается у поверхности Земли и убывает с высотой, при этом характер ее убывания связан с мощностью конвективных облаков. Так, при сильно развитых облаках $Cu\ congest$ и Cb более резкое уменьшение удельной влажности происходит выше уровня конденсации до поверхности 500 мб, в то время как при $Cu\ hum.$, $Cu\ med.$ резкое уменьшение влажности происходит до более низкого уровня 700 мб. Такой характер изменения удельной влажности, вероятно связан с изменением мощности и положения средней верхней границы облаков [13, 12].

Далее обращает на себя внимание и то обстоятельство, что в облачные дни как у поверхности Земли, так и во всей тропосфере удельная влажность больше, чем в ясные. Аналогичная зависимость была получена нами для района Ленинграда [11]. При этом отличие удельной влажности в облачные дни от таковой в ясные зависит от количества и мощности облаков. Наибольшие значения влажности наблюдаются при $Cu\ congest$, Cb . В среднем увеличение удельной влажности у поверхности Земли при $Cu\ congest$, Cb в июле

исходит на 25%, в июне и августе — на 26 и 34% соответственно. При малом количестве слабо развитых облаков $Cu\ hup., med.$ удельная влажность увеличена по сравнению с влажностью при ясной погоде в среднем на 10%.

Интересно отметить, что средняя удельная влажность до уровня 700 мб в июле при значительном количестве облаков ($n > 5$ баллов) несколько меньше, чем при их малом числе ($n < 5$ баллов). Выше поверхности 700 мб это соотношение меняется обратное. Подобный характер распределения удельной влажности, связанный с количеством облаков, вероятно, обусловлен влиянием в интенсивности турбулентного обмена, обусловленного только термическими, но и динамическими факторами.

Что касается особенностей поведения среднего квадратического отклонения, то оно наибольшее у поверхности Земли и убывает с высотой. При этом относительная изменчивость удельной влажности у поверхности Земли в ясные дни составляет 25% и превосходит эту изменчивость в облачные дни, когда она равна примерно 18%.

Следует отметить, что, в отличие от температуры, относительная изменчивость которой имеет максимум в слое 700—600 мб, изменчивость удельной влажности с высотой непрерывно возрастает и к уровню 300 мб достигает 40—50%. При этом резкое увеличение относительной изменчивости удельной влажности связано с характером облачности. Так, при Sb резкое увеличение изменчивости отмечается в слое между поверхностями 600 и 500 мб, в то время как при маломощной облачности увеличение изменчивости удельной влажности начинается с более низкого уровня, 700 мб. Представляется, что над облаками относительная изменчивость влажности возрастает и потому в некоторой мере она может дать представление о положении вершин конвективных облаков. Для анализа корреляционных связей между отклонениями удельной влажности на разных уровнях были вычислены автокорреляционные функции B_{qq} и r_{qq} для трех летних месяцев при разном характере облачности и ясной погоде.

В ясные и облачные дни корреляция между отклонениями удельной влажности велика только для нижних уровней. С увеличением расстояния между уровнями значения r_{qq} уменьшаются. При этом наименьшее значение достигается в ясные дни на уровне 100 мб. В облачные дни коэффициенты корреляции несколько больше. Выше уровня 600 мб на значениях коэффициентов корреляции мало сказывается характер облачности, и они для всех выборок с высотой практически не меняются, составляя в среднем 0,2, что свидетельствует о весьма слабой связи пульсаций влажности у поверхности Земли и на высотах более 4 км.

Матрицы автокорреляционных функций удельной влажности приведены в табл. 6 за июль для ясных и облачных дней.

Собственные числа λ_i и соответствующие им собственные векторы ψ_i приведенной матрицы представлены в табл. 7 и 8. Здесь даны распределения дисперсий, которые показывают, что для

Автокорреляционная матрица отклонений удельной влажности

$\sqrt{A \times B} = \frac{C}{r} = K$ + по ф-ле из табл. + считать все 5 векторов Таблица

B_{qq}	Земля	900	850	800	700	600	500	400	300	
Земля	5.03 3.45	3.22	2.50	1.99	0.72	0.70	0.32	0.12	0.50	Зем
900	0.78	2.62	2.23	1.60	1.13	0.51	0.40	0.20	0.06	90
	0.83	3.39	2.87	2.34	1.03	0.71	0.32	0.10	0.04	
850	0.65	2.90	2.54	1.97	1.29	0.43	0.43	0.22	0.05	85
	0.73	0.91	2.91	2.41	1.17	0.68	0.27	0.08	0.03	
800	0.52	0.90	2.73	2.23	1.45	0.29	0.28	0.15	0.03	80
	0.59	0.74	0.82	2.97	1.37	0.88	0.32	0.10	0.03	
700	0.21	0.80	0.93	2.10	1.36	0.21	0.25	0.14	0.04	70
	0.51	0.37	0.46	0.53	2.28	0.83	0.33	0.11	0.04	
600	0.36	0.64	0.74	0.79	1.40	0.48	0.24	0.13	0.03	60
	0.29	0.45	0.46	0.59	0.64	0.74	0.30	0.11	0.03	
500	0.34	0.27	0.19	0.16	0.44	0.86	0.42	0.21	0.06	50
	0.33	0.41	0.36	0.43	0.51	0.80	0.18	0.07	0.03	
400	0.27	0.38	0.26	0.26	0.31	0.69	0.43	0.22	0.06	40
	0.30	0.27	0.24	0.29	0.37	0.64	0.85	0.04	0.01	
300	0.29	0.35	0.26	0.28	0.31	0.63	0.95	0.13	0.03	30
	0.33	0.26	0.21	0.21	0.33	0.50	0.72	0.84	0.01	
	0.33	0.32	0.22	0.26	0.27	0.67	0.88	0.88	0.01	
	Земля	900	850	800	700	600	500	400	300	r_q

Примечание. Для каждого уровня первая строка — ясно, вторая строка — облачность > 5 баллов, $\Delta h > 1$ км.

описания профиля удельной влажности с ошибкой около 10% достаточно лишь трех первых собственных векторов.

Анализ поведения этих векторов (рис. 1 б) для ясных и облачных дней показывает, что первые собственные векторы ψ_1^N , где номер выборки, с высотой убывают, причем более резко, чем первые векторы φ_1^N матриц температуры. Кроме того, в вертикальном профиле векторов ψ_1^N обнаруживается некоторое различие для выборок «ясно» и «облачно» ($n > 5$ баллов, $\Delta h > 1$ км). В ясные дни первый вектор убывает быстрее, чем в облачные.

Для вторых векторов ψ_2^N характерно то, что переход через нуль в ясные дни происходит один раз, а в облачные — два раза, причем первый на более низком уровне. Экстремум в облачные дни отмечается в слое между поверхностями 850 и 800 м, а в ясные — выше (вблизи поверхности 700 мб). Понижение уровня перехода второго вектора через нуль в дни с мощными облаками в сравнении с ясными днями достаточно четко согласуется с понижением высоты нижней границы облаков.

Что касается особенностей профиля третьих собственных векторов ψ_3^N , то они отражают детали более высокого порядка и их поведение в ясные и облачные дни несколько различно. В ясные дни имеют место два перехода через нуль, вблизи поверхностей 900 и 750 мб, и два экстремума — около 850 и 700 мб. В облачные

Таблица 7

Собственные числа, распределения дисперсий и собственные векторы автокорреляционных матриц удельной влажности в облачные дни

Уровень, мб	$\Delta h < 1$ км					$\Delta h > 1$ км				
	λ_i	d_i	φ_1	φ_2	φ_3	λ_i	d_i	φ_1	φ_2	φ_3

$n < 5$ баллов

Земля	9,86	66,35	0,62	-0,73	-0,07	10,02	69,87	0,73	-0,67	-0,01
900	2,08	80,35	0,48	0,15	-0,12	2,68	88,56	0,38	0,24	-0,28
850	1,44	90,04	0,43	0,34	-0,25	0,69	93,38	0,39	0,47	-0,21
800	0,79	95,36	0,36	0,56	-0,12	0,39	96,09	0,33	0,44	-0,11
700	0,36	97,78	0,24	0,14	0,89	0,29	98,12	0,20	0,25	0,41
600	0,25	99,46	0,10	-0,01	0,31	0,16	99,23	0,17	0,12	0,70
500	0,07	99,93	0,04	-0,03	0,10	0,09	99,86	0,07	0,05	0,44
400	0,01	100	0,02	-0,02	0,05	0,02	100	0,03	-0,01	0,12
300	0,00	100	0	0	0	0,0	100	0,01	-0,01	0,03

$n > 5$ баллов

Земля	9,64	69,65	0,56	-0,77	0,01	10,38	74,20	0,50	-0,70	-0,17
900	2,38	86,85	0,42	0,02	-0,22	1,48	84,77	0,51	-0,10	-0,11
850	1,06	94,51	0,46	0,32	-0,26	1,16	93,07	0,49	0,29	-0,15
800	0,50	98,12	0,45	0,45	-0,13	0,48	96,50	0,40	0,49	-0,03
700	0,16	99,28	0,27	0,31	0,69	0,24	98,21	0,28	0,33	0,40
600	0,07	99,78	0,12	-0,06	0,56	0,16	99,36	0,09	-0,19	0,75
500	0,02	99,93	0,05	-0,08	0,25	0,08	99,93	0,08	-0,13	0,40
400	0,01	100	0,02	-0,02	0,10	0,01	100	0,04	-0,06	0,21
300	0,00	100	0,00	-0,01	0,02	0,0	100	0,01	-0,02	0,06

Таблица 8

Собственные числа, распределения дисперсий и собственные векторы автокорреляционных матриц удельной влажности в ясные дни

Уровень, мб	λ_i	d_i	φ_1	φ_2	φ_3
Земля	12,11	69,08	0,55	-0,62	0,48
900	2,79	85,00	0,50	-0,09	-0,25
850	1,34	92,64	0,45	0,13	-0,38
800	0,68	96,41	0,42	0,37	-0,34
700	0,38	98,57	0,29	0,63	0,61
600	0,18	99,60	0,14	0,22	0,25
500	0,06	99,94	0,06	0,08	0,13
400	0,01	100	0,02	0,02	0,06
300	0,0	100	0,01	0,01	0,02

и третий вектор переходит через нуль один раз, вблизи 800 мб, достигает экстремального значения на уровне 600 мб, т. е. выше, и в ясные дни.

На примере двух выборок, при ясной погоде и мощной облачности, была проверена устойчивость векторов. Расчеты показали, что $\cos(\psi_1'\psi_1'')=0,985$; $\cos(\psi_2'\psi_2'')=0,920$; $\cos(\psi_3'\psi_3'')=0,509$. Следовательно, первые два вектора достаточно устойчивы, а третьи, отражающие более мелкие и сложные процессы, менее устойчивы. В сравнении с векторами корреляционных матриц пульсаций температуры эти векторы, второй и особенно третий, также менее устойчивы.

Для выяснения особенностей изменения профилей собственных векторов — ψ_i^N в разных районах, было проведено сопоставление

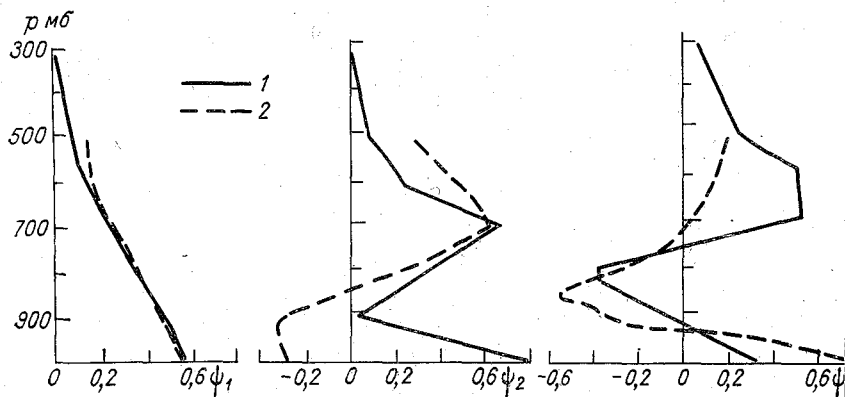


Рис. 2. Три первых собственных вектора для матриц удельной влажности в всем облачным выборкам за июль для Ростова-на-Дону (1) и Ленинграда (2).

ψ_i рассчитанных для района Ленинграда и Ростова-на-Дону в сравнении с конвективными облаками.

Вертикальные профили трех первых собственных векторов представлены на рис. 2. Как следует из этого рисунка, первые и вторые векторы для обоих пунктов в облачные дни дают хорошее согласие, правда, в самом нижнем слое для вторых векторов близость несколько нарушается. Обращает на себя внимание впадение экстремумов вблизи поверхности 700 мб, вероятно, связанное с положением средней верхней границы облаков (разделение по мощности в этой выборке не проводилось). Значения синусов углов между первыми, вторыми и третьими собственными векторами для Ленинграда и Ростова-на-Дону оказались соответственно равными 1,0; 0,335 и 0,626, что свидетельствует о близости лишь первых векторов. Следовательно, для оптимальной экстраполяции вертикального профиля удельной влажности в данном районе необходимо использовать свои, а не чужие векторы. Число взятых векторов определяет ошибку экстраполяции, при этом она не превышает трех или четырех при ошибке соответственно 10 и 5%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Болдырев В. Г., Олешев В. М. О статистической структуре вертикальных профилей температуры и влажности.— «Тр. ММЦ», 1965, вып. 11, с. 105—114.
- Бекряев В. И., Зинченко А. В. Осесимметричная стационарная модель мощного кучевого облака.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 42—54.
- Гутман Л. Н. К теории кучевой облачности.— «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1961, № 7, с. 1040—1057.
- Гаврилин Б. Л. ~~Параметризация вертикальной структуры поля влажности~~— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1967, т. 3, № 9, с. 1003—1005.
- Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Л., Гидрометеиздат, 1973. 365 с.
- Комаров В. С. Статистическая структура вертикальных профилей влажности.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1968, т. 4, № 11, с. 1160—1168.
- Копрова Л. И., Болдырев В. Г. О статистических характеристиках вертикальной структуры полей температуры и влажности до больших высот.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1970, т. 4, № 2, с. 151—167.
- Копрова Л. И., Малкевич М. С. Об эмпирических ортогональных функциях для оптимальной параметризации профилей температуры и влажности.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1965, т. 1, № 1, с. 27—32.
- Малкевич М. С., Половина И. П. ~~О статистических характеристиках вертикальной структуры слоистой облачности и метеорологических элементов~~— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1967, т. 3, № 4, с. 375—382.
- Мещерская А. В. и др. Естественные составляющие метеорологических полей. Л., Гидрометеиздат, 1970. 199 с.
- Тверская Н. П. ~~Характеристики влажности атмосферы при внутримассовых кучевых облаках~~— «Тр. ЛГМИ», 1963, вып. 19, с. 119—121.
- Тверская Н. П. Влияние инверсий на развитие конвективных облаков.— «Тр. ЛГМИ», 1972, вып. 48, с. 92—96.
- Тверская Н. П. Характеристики задерживающих слоев в дни с облаками вертикального развития.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 86—94.
- Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеиздат, 1964. 401 с.

С. П. ГИРС, Ю. А. ДОВГАЛЮК, Я. М. ШВАРЦ

К ИЗУЧЕНИЮ НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ АДИАБАТИЧЕСКИХ ТУМАНОВ

Электрические процессы в развивающихся конвективных облаках существенно зависят от особенностей начальной стадии электризации, когда одновременно с формированием облачного спектра капель создается и начальный спектр зарядов капель. Известно, что на начальную электризацию капель существенно влияют свойства ядер конденсации, в первую очередь их химический состав и электрические заряды, измерение которых также затруднено.

Однако изучение электрических характеристик облаков, находящихся на ранней стадии развития, и измерение параметров, их определяющих, сталкивается с рядом экспериментальных трудностей. Кроме того, наличие внешнего электрического поля, величина которого не постоянна, может заметно осложнить интерпретацию результатов измерений. Поэтому начальная стадия электризации в основном изучается методом моделирования облачных процессов в лабораторных условиях.

Методика проведения опытов и их результаты

В течение ряда лет ГГО и ИЭМ совместно проводили комплексные измерения электрических характеристик адиабатических туманов в большой аэрозольной камере (БАК) ИЭМ, которая в наибольшей степени удовлетворяет требованиям, предъявляемым к моделированию облачных процессов. Образование тумана в камере осуществляется путем расширения насыщенного воздуха, что и включает дополнительные электрические эффекты, появляющиеся при создании туманов методом пуска в камеру водяного пара из кипятильника или разбрызгиванием воды. Объем камеры составляет 3200 м³. Это позволяет разместить в ней довольно большой комплект аппаратуры для регистрации коллективных и индивидуальных электрических характеристик частиц в объеме среды.

При проведении наших опытов в камере были установлены спектрометр объемного заряда [7], электростатический флюксметр системы ГГО [2], прибор для измерения электропроводности во

ка [8]. Измерялись также заряды и размеры отдельных капель прибором ПЗК-1, модернизированным применительно к условиям работы в БАК [4, 9]. Этот прибор позволял определять заряды q и размеры частиц радиусом r больше 3 мкм при следующих предельных зарядах: для $r=3, 5, 8, 11$ мкм q соответственно равно 2, 10, 40, 100 эл. зарядам.

Электростатический флюксметр с диапазоном измерений $E = \pm 70$ В/м был установлен вблизи боковой стенки камеры, примерно на высоте 4 м от пола камеры. ПЗК-1 располагался на высоте 1,5 м от пола.

Методика проведения опытов была следующей. В камере предельно создавали давление 1,3 атм, которое поддерживалось

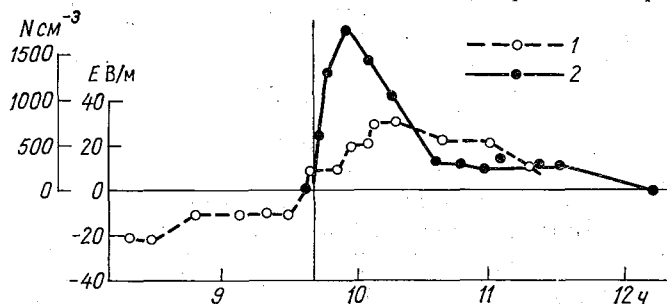


Рис. 1. Ход напряженности электрического поля (1) и концентрации капель (2) при образовании адиабатических туманов.

в течение 12 ч. для устранения возникших при накачке камеры электрических эффектов. Затем производился сброс давления и вызывался туман, существовавший с той или иной плотностью в течение 1,0—1,5 ч. Во время существования тумана периодически производились измерения зарядов и размеров отдельных телек. Измерение градиента потенциала E начиналось за 30—мин до начала сброса давления и продолжалось вплоть до полного рассеяния тумана.

Всего было проведено 15 опытов, в 14 из них измерялась напряженность электрического поля в тумане E , в 11 — заряды и размеры капель (q и r). В 12 опытах наблюдались характерные изменения E , свидетельствующие о том, что в камере во время процесса туманообразования накапливается положительный объемный заряд, в 2 опытах изменений E не наблюдалось. В 11 опытах были измерены заряды и размеры около 5000 капель, из них оказались заряженными, причем только 4 капли имели положительный заряд, остальные — отрицательный. Диапазон радиусов капель составлял 3—10 мкм. Среднее отклонение $\left| \frac{q}{r} \right| = 4$ эл. зар/мкм.

Типичный ход градиента потенциала E показан на рис. 1. Вертикальной линией отмечено начало адиабатического расширения.

ния (сброса давления). Данные проведенных измерений говорят о том, что перед началом опыта в камере имелся небольшой отрицательный объемный заряд. После образования тумана заряд сменил знак, и в камере сформировался положительный объемный заряд, ход во времени которого хорошо коррелирует с ходом концентрации капель тумана, полученной по данным прибора «Аэлита».

Обсуждение результатов измерений

Можно предположить, что появление положительного объемного заряда в камере обусловлено разделением равноименных объемных зарядов при преимущественной седиментации отрицательно заряженных капель. Подтверждением этого является преимущественно отрицательный знак заряда капель, которые улавливались прибором ПЗК-1.

В свою очередь, преимущественная седиментация отрицательно заряженных капель по сравнению с положительно заряженными может происходить в том случае, если отрицательно заряженные капли растут быстрее положительно заряженных.

В настоящее время можно указать ряд фактов, подтверждающих возможность быстрого укрупнения отрицательно заряженных капель. Так, лабораторные исследования эффективности отрицательных и положительных ионов как центров конденсации, выполненные рядом авторов в камере Вильсона [5], показали, что для начала конденсации водяного пара на положительных ионах необходимы шестикратные пересыщения, тогда как для начала конденсации на отрицательных ионах достаточны четырехкратные пересыщения.

Наблюдения за перестройкой спектров ионов по подвижности при влажностях, меньших 100%, показали, что с ростом относительной влажности, начиная с 45%, наблюдается преимущественное уменьшение подвижностей отрицательных ионов по сравнению с положительно заряженными ионами [6].

Электронно-микроскопические исследования адсорбции воды подтвердили предположение о том, что физическая адсорбция воды происходит на отрицательно заряженных участках поверхности [1].

Таким образом, имеющиеся к настоящему времени экспериментальные факты говорят о том, что процесс конденсации водяного пара зависит не только от наличия заряда на поверхности, и идет предпочтительнее на отрицательно заряженной поверхности.

Для объяснения этого факта обратимся к выводу понятия равновесного пересыщения. Рассмотрим систему водяной пар — заряженное ядро конденсации. Пусть ядро покрыто пленкой воды достаточной толщины, что позволяет рассматривать его как каплю воды, несущую заряд q . Термодинамические условия равновесия в системе пар — заряженная капля, полученные из условия ми-

ма термодинамического потенциала

$$p, T, v_1, v_2, m_1) = m_1(f_1 + pv_1) + m_2(f_2 + pv_2) + \sigma_1 S + \frac{q^2}{2r\epsilon}, \quad (1)$$

от для равновесной упругости насыщенного пара над каплей

$$E_r = E_\infty \exp A \left(\frac{2\sigma_1}{r} - \frac{q^2}{8\pi r^4} \right), \quad (2)$$

$$A = \mu_B / RT\rho_K.$$

Из (2) видно, что наличие заряда на капле приводит к понижению величины равновесной упругости пара, но величина этого понижения пропорциональна квадрату заряда, т. е. не должно наблюдаться получаемой в опытах зависимости от знака заряда.

При выводе (2) использовались следующие допущения: а) величина поверхностного натяжения зависит только от температуры; заряд капли сосредоточен в центре капли; с) изменение собственной энергии системы за счет наличия заряда на капле равно

$$F_E = \frac{\epsilon}{8\pi} \int_{v_1} E^2 dv + \frac{1}{8\pi} \int_{v_2} E^2 dv \approx \frac{q^2}{2r} + \text{const}, \quad (3)$$

v_1 и v_2 — объемы жидкой и газообразной фаз соответственно. Из (3) видно, что при рассмотрении изменения энергии системы учитывались изменения энергии объемной фазы, вызванные ориентацией молекул воды во внешнем поле, и не учитывалось изменение энергии поверхностной фазы системы из-за наличия заряда на капле.

Можно ожидать, что учет этих эффектов приведет к появлению дополнительных членов в объемной и поверхностной частях термодинамического потенциала, зависящих не только от величины заряда, но и от его полярности. Исходя из этого, положим в первом приближении, что для отрицательно заряженного зародыша

$$\sigma = \sigma_1 [1 - b(q_-)], \quad (4)$$

σ_1 — поверхностное натяжение воды при $q=0$; $b(q_-)$ — поправка, учитывающая влияние отрицательного заряда поверхности на поверхностное натяжение.

Тогда выражение (2) примет вид

$$E_r(q_-) = E_\infty \exp A \left(\frac{2\sigma_1}{r} - \frac{2\sigma_1 b(q_-)}{r} - \frac{q^2}{8\pi r^4} \right). \quad (5)$$

(5) видно, что обе поправки при наличии заряда понижают упругость насыщения. Однако поправка, учитывающая величину заряда, существенна лишь для очень мелких частиц ($\approx 10^{-7}$ см) в то время как поправка, учитывающая знак заряда, возможно, дает заметный вклад до больших размеров, о чем говорят указанные выше эксперименты.

В этом случае

$$E_r(q_-) < E_r, \quad (6)$$

и следовательно, рост капель на отрицательно заряженных зародышах будет происходить при меньших пересыщениях, чем на положительно заряженных. Это приводит к тому, что при образовании тумана быстрее будут расти капли, образовавшиеся на отрицательно заряженных зародышах. А это в свою очередь приводит к образованию положительного объемного заряда в туманах, следуемых в БАК.

Таким образом, результаты наших экспериментов показали, что в определенных условиях существует еще один эффект, приводящий к электризации облачной среды, который может быть квалифицирован как местный генератор электрического поля атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дистлер Г. И., Москвин В. В. Информационные свойства тонких слоев воды.— ДАН СССР, 1971, т. 201, № 4, с. 891—894.
2. Имянитов И. М. Приборы и методы для изучения электричества атмосферы. Л., Гостехиздат, 1954. 483 с.
3. Леонтович М. А. Введение в термодинамику, Л., Гостехиздат, 1961. 19 с.
4. Махоткин Л. Г., Соловьев В. А. Электрические заряды капель облаков и туманов.— «Тр. ГГО», 1960, вып. 97, с. 51—63.
5. Мейсон Б. Дж. Физика облаков, Л., Гидрометеоздат, 1961. 541 с.
6. Савченко А. В., Смирнов В. В. Исследование кинетики электризации облачной среды путем моделирования процесса в большой аэрозольной камере.— «Тр. ИЭМ», 1971, вып. 20, с. 52—61.
7. Смирнов В. В. О некоторых электрических характеристиках среды в аэрозольной камере.— «Тр. ИЭМ», 1971, вып. 20, с. 52—61.
8. Смирнов В. В., Полищук В. А., Лямперт Х. Д. Прибор для измерения электропроводности воздуха в камерах.— «Тр. ИЭМ», 1971, вып. 20, с. 100—109.
9. Соловьев В. А. Об одном методе измерений зарядов и размеров капель облаков.— «Тр. ГГО», 1956, вып. 58 (120), с. 31—42.

О НЕКОТОРЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ СВОЙСТВАХ КРИСТАЛЛИЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

В последнее время наряду с выдвинутыми ранее гипотезами, зывавшими гетерогенное льдообразование со структурными патетрами подложек и молекул воды, были высказаны новые тяды, согласно которым механизм льдообразования определят межмолекулярными взаимодействиями молекул воды в просе адсорбции и взаимодействиями адсорбированных молекул ы с молекулами подложек [12].

В том случае, если механизм гетерогенного льдообразования цествляется по схеме пар $\rightarrow$ жидкость $\rightarrow$ кристалл, эффективть кристаллизации будет зависеть в первую очередь от адсорбнных свойств подложек, которые определяются их поверхностными свойствами. Поэтому при изучении кристаллизующих ветв существенное значение имеет изучение их поверхностных йств, особенно в случае развитых поверхностей.

Исследование особенностей поверхностных свойств кристалующих веществ может быть облегчено, если обратить внимание тот факт, что многие из них относятся к классу полупроводнина свойства которых, как известно, большое влияние оказывает состояние их поверхности.

На рис. 1 нанесен ряд кристаллизующих реагентов, для которых хорошо изучены полупроводниковые свойства. По оси ординотложена пороговая температура кристаллизаций этих ветв [10], а по оси абсцисс — основная энергетическая характеристика полупроводников — ширина запрещенной зоны ΔE [7, 11], которая равна разности энергий спектров электронов валентной зоны и зоны проводимости.

При небольшой ширине запрещенной зоны уже тепловое воздение электронов переводит их в зону проводимости. В случае ительной ширины запрещенной зоны полупроводниковые свойства веществ могут проявиться только при наличии в них примемлокальные энергетические уровни которых расположены в заценной зоне основного вещества. По величине ΔE полупроики делятся на собственные ($\Delta E \leq 2$ эВ) и примесные ($\Delta E >$ эВ).

Как видно из рис. 1, нормальные собственные полупроводники, как Ag_2S , Cu_2O , CdSe , NiO , и часть примесных полупроводников, Al_2O_3 , ZnSe , AgI , имеют пороговую температуру кристаллизации $T \geq -10^\circ \text{C}$. В то же самое время InSb и PbS с шириной запрещенной зоны много меньше 1 эВ., что позволяет говорить о них не как о типичных полупроводниках, а как о полуметаллах с одной стороны, и ионные кристаллы KBr , KCl и NaCl с шириной запрещенной зоны больше 6,5 эВ., что приближает их к изоляторам, с другой стороны, имеют пороговую температуру кристаллизации $T < -10^\circ \text{C}$.

Таким образом, из этого рисунка выявляется определенная связь между пороговой температурой кристаллизации и полупроводниковыми свойствами.

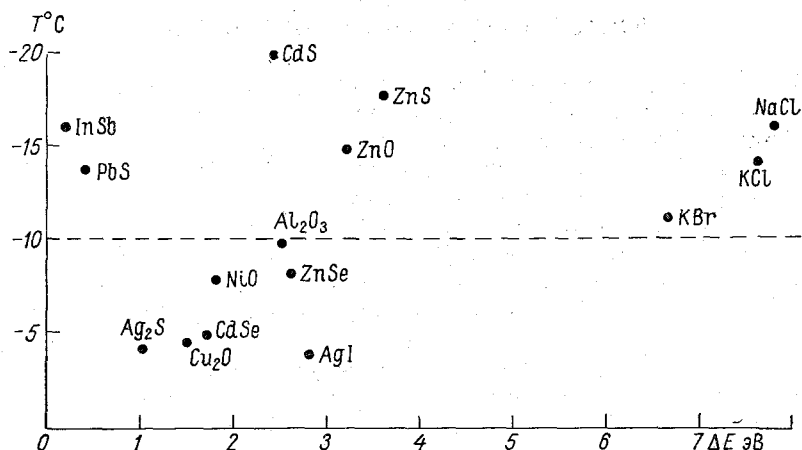


Рис. 1. Связь между шириной запрещенной зоны и пороговой температурой льдообразования.

водниковыми свойствами. Исключение составляют CdS , ZnS , ZnO , которые, будучи примесными полупроводниками, имеют пороговую температуру кристаллизации $T < -15^\circ \text{C}$. Возможно, связано с рядом специфических свойств этих полупроводников. Так, например, CdS с проводимостью p -типа является изолятором. Следовательно, его свойства существенно зависят от типа примесей и т. д. [11].

Если указанная выше связь между полупроводниковыми свойствами и пороговой температурой кристаллизации будет подтверждена дальнейшими экспериментами, то из нее можно получить ряд важных зависимостей. Из рис. 1 видно, что многие полупроводниковые кристаллизующие вещества стехиометрического состава должны быть изоляторами при отрицательных температурах, при которых они используются. Отсюда следует, что пороговую температуру кристаллизации можно уменьшать путем введения примесей, имеющих локальные энергетические уровни поря

амесей вещества, можно ожидать соответственное уменьшение и увеличение пороговой температуры кристаллизации.

Ввиду того что ряд кристаллизующих веществ является полупроводниками, процесс гетерогенного льдообразования на их поверхностях можно рассматривать как процесс катализа на полупроводниках [2]. Это позволяет использовать ряд положений теории катализа для наших задач. В данной статье рассмотрены а из них: формирование зарядов поверхности полупроводников связь заряда поверхности с дисперсностью вещества.

В работах [4, 5] было показано, что адсорбционная способность кристаллов определяется электрической структурой поверхности, состоящей из точечных электрически заряженных центров заряженных участков поверхности. В целом поверхности кристаллов представляют сложные электрически гетерогенные системы, состоящие из областей, имеющих резкие электрические границы. Введенное в этих же работах изучение адсорбции молекул воды на различных подложках показало, что химическая адсорбция отдельных молекул воды на электрически активных центрах приводит к зарядению отдельных участков поверхности, на которых затем осуществляется физическая адсорбция воды, причем происходит она на отрицательно заряженных участках поверхности.

Таким образом, исследование адсорбционной активности поверхностей различных твердых веществ должно сводиться в первую очередь к изучению их поверхностных зарядов и возможности их изменения.

Из теории полупроводников известно, что заряд поверхности состоит из двух частей [2]:

$$\sigma = \sigma_0 + \Delta\sigma, \quad (1)$$

где σ_0 — заряд поверхности, который создается структурными дефектами или поверхностными примесями; $\Delta\sigma$ — заряд поверхности, создаваемый хемосорбированными частицами, который может существенно влиять не только на величину, но и на знак поверхностного заряда.

Хемосорбцию обычно трактуют как прочную связь адсорбированной частицы с поверхностью, в которой участвуют свободные электроны или дырки поверхности, в результате которой образуются единая квантовомеханическая система. Если адсорбированная частица связывает электрон, поверхность заряжается отрицательно. Если связывается свободная дырка, поверхность заряжается положительно.

Заряд поверхности, обусловленный хемосорбцией, равен [2]

$$\Delta\sigma = e(\eta^+ - \eta^-)N = \frac{2e}{bS} e^{-\frac{\Delta u}{kT}} Sh \frac{\epsilon_S^+ - U^+}{kT} p, \quad (2)$$

где N — общее количество частиц, хемосорбированных на поверхности; η^+ , η^- — относительное содержание хемосорбированных частиц с донорной и акцепторной связью соответственно; e —

абсолютная величина заряда электрона; S — эффективная площадь хемосорбированной частицы; b — коэффициент, характеризующий заполнение поверхности; k — постоянная Больцмана; T — абсолютная температура; p — давление адсорбирующих частиц. Остальные обозначения даны в рамках энергетической зонной схемы кристалла [2]. Адсорбированные частицы представляются в виде акцепторных или донорных локальных уровней. Тогда ΔU — расстояние от локального акцепторного уровня до середины запрещенной зоны, ϵ_s^+ — расстояние от уровня Ферми до валентной зоны, U^+ — полуширина запрещенной зоны.

Графически зависимость величины и знака заряда поверхности от энергетических свойств кристалла показана на рис. 2 [

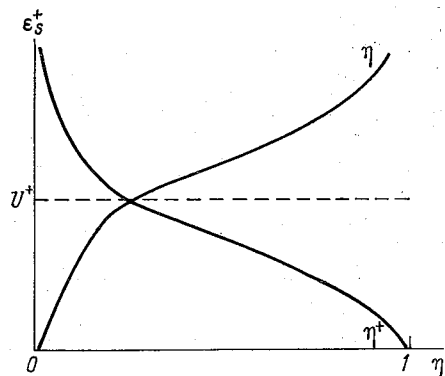


Рис. 2. Зависимость заряжения поверхности при хемосорбции от положения уровня Ферми.

Из рис. 2 видно, что поверхность будет заряжена отрицательно в том случае, если $\epsilon_s^+ > U^+$, а положительно, если $\epsilon_s^+ < U^+$. Следовательно, заряд поверхности зависит не только от свойств адсорбировавшихся частиц, но и от свойств самого кристалла, определяемых положением уровня Ферми, т. е. величиной ϵ_s^+ .

В любом случае, когда полупроводниковая поверхность соприкасается с атмосферой, даже сильно разряженной, происходит химическая адсорбция различных газов, которая приводит к зарядке поверхности.

Таблица
Знак поверхности полупроводника при хемосорбции

Адсорбтив	Адсорбент				
	Cu ₂ O	CuO	O	O ₂	O
H ₂ O	+			—	—
O ₂	—	—	—	—	—
CO	+	+	+	—	Не адсорбирует
CO ₂	+	—	—	±	Нет изменения
C ₃ H ₆		+	+		Нет изменения
H ₂		Не адсорбирует	Не адсорбирует		Не адсорбирует

В табл. 1 приведены данные о зарядении поверхностей различных полупроводников при адсорбции на них газов и паров [2, 6, 9].

Из таблицы следует, что одни и те же адсорбтивы разные поверхности заряжают по-разному. Исключение составляет O_2 , который всегда способствует отрицательному заряду поверхности.

К сожалению, мало данных о знаке заряда при хемосорбции паров воды. Из табл. 1 видно, что поверхность ярко выраженного прочного полупроводника, каким является CuO , заряжается при этом положительно, в остальных случаях происходит отрицательное зарядение поверхности. В то же самое время для решения таких задач основное значение имеет хемосорбция именно молекул водяного пара [5]. Для окончательного вывода о роли хемосорбированной воды необходимы более широкие исследования о зарядении поверхностей интересующих нас веществ при адсорбции паров воды.

Теория полупроводников указывает и на другую зависимость, существенную для адсорбционных свойств поверхности [8]. В случае достаточно крупных кристаллов положение уровня Ферми, который, как было показано выше, определяет знак заряда поверхности, определяется только объемными свойствами и не зависит от адсорбированных частиц. Однако для кристаллов малых размеров, когда число электронов, связанных с адсорбированными частицами, сравнимо с числом электронов в зоне проводимости и объеме кристалла, уровень Ферми начинает смещаться. Это происходит в том случае, если отношение объема кристалла к его поверхности v/S будет меньше дебаевской длины экранирования полупроводниках L . Если $v/S < L$, то адсорбционная способность поверхности будет зависеть от v/S , т. е. от степени его дисперсности. Если на поверхности в этом случае будут адсорбироваться акцепторные частицы, то это приведет к понижению уровня Ферми. Поэтому для сохранения нейтральности кристалла количество адсорбированных акцепторных частиц должно быть меньше, чем в случае кристалла большего размера. Таким образом, отрицательный заряд поверхности зависит от степени дисперсности вещества и уменьшается с ее увеличением. Для полупроводников L составляет обычно 10^{-4} см. Следовательно, для диспергированных частиц ($R \geq 10^{-4}$ см) величина заряда поверхности не будет зависеть от размеров частиц. При $R < 10^{-4}$ см величина заряда поверхности, а следовательно, и адсорбционные свойства реагентов будут уменьшаться с увеличением степени дисперсности. Подобная связь была подтверждена экспериментально при исследовании зависимости пороговой температуры льдообразования от степени дисперсности реагента. В частности, для AgI были получены следующие соотношения: для частиц с радиусами $8 \cdot 10^{-7}$, $2 \cdot 10^{-6}$ и $1 \cdot 10^{-5}$ см температура соответственно равна -20 , -15 и $-10^\circ C$ [1]. В [3] для частиц с радиусами $1,3 \cdot 10^{-6}$ и $4,9 \cdot 10^{-6}$ см пороговые температуры льдообразования равны -10 и $-6^\circ C$.

Таким образом, рассмотренные выше свойства льдообразующих реагентов с привлечением самых общих свойств полупроводников показывают, что при анализе кристаллизующих способностей различных веществ необходимо учитывать принадлежность к классу полупроводников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов М. Я., Плауде Н. О. Критические размеры льдообразующих веществ.— В кн.: Тезисы VIII Международной конференции по нуклеации, 1973, с. 17—18.
2. Волькенштейн Ф. Ф. Электронная теория катализа на полупроводниках. М., Физматгиз, 1960. 187 с.
3. Гарвей Ленкис М., Дэвис Чарльз И. Характеристики льдообразующей активности аэрозолей в изотермической облачной камере.— В кн.: Тезисы VIII Международной конференции по нуклеации, 1973, с. 55—57.
4. Дистлер Г. И. Исследование структуры и свойств твердых тел методом декорирования.— «Изв. АН СССР. Сер. физ.», 1972, т. 36, № 9, с. 1846—1860.
5. Дистлер Г. И., Москвин В. В. Информационные свойства тонких слоев адсорбированной воды.— ДАН СССР, 1971, т. 801, № 4, с. 891—898.
6. Еникеев Э. Х., Марголис Л. Я., Рогинский С. З. Заряжение поверхности окислых полупроводников при адсорбции газов и паров.— ДАН СССР, 1959, т. 124, № 3, с. 606—609.
7. Киттель Ч. Введение в физику твердого тела. М., Физматгиз, 1963. 696 с.
8. Коган Ш. М. Влияние дисперсности на адсорбционную способность полупроводника.— «Проблема кинетики и катализа», 1960, вып. 10, с. 52—57.
9. Ляшенко В. И., Степко И. И. Влияние адсорбции на поверхностные заряды и проводимость полупроводника.— «Изв. АН СССР. Сер. физ.», 1970, т. 16, № 2, с. 211—218.
10. Плауде Н. О. Исследование льдообразующих свойств аэрозолей йодистого серебра и йодистого свинца.— «Тр. ЦАО», 1967, вып. 80. 88 с.
11. Смит Р. Полупроводники. М., Изд-во иностр. лит. 1962. 468 с.
12. Фукута Н. Молекулярные механизмы льдообразования.— В кн.: Тезисы VIII Международной конференции по нуклеации. 1973, с. 10—13.
13. Шалыт С. С. Электропроводимость полупроводников.— В кн.: Полупроводники в науке и технике. Л., Изд-во АН СССР, 1957, т. 1, с. 7—10.

*Т. Н. ГРОМОВА, Б. И. ЗИМИН, И. А. СКОРОДЕНКО,
В. М. СОРОКОВИК, Н. В. ТОРОПОВА*

ОБ ОПЫТАХ ПО ВОЗДЕЙСТВИЮ НА КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА С САМОЛЕТА, СОПРОВОЖДАЮЩИХСЯ НАЗЕМНЫМ РАДИОЛОКАЦИОННЫМ НАБЛЮДЕНИЕМ ЗА РЕЗУЛЬТАТОМ ВОЗДЕЙСТВИЯ

Введение

В последнее время достигнуты значительные успехи в воздействиях на градоопасные облака с целью предотвращения градобий [1, 3, 4]. В настоящее время исследуются возможности активного вмешательства в грозовые процессы, происходящие в облаках [4]. Одной из основных задач этого направления исследований является разработка методов объективной оценки эффектов воздействия. Ниже приводится описание двух экспериментов, при проведении которых предприняты такого рода оценки.

Схема проведения экспериментов

Летом 1973 г. в районе Молдавской противоградовой экспедиции ЦАО (село Баксаны) проводились опыты по воздействию на конвективные облака с самолета-лаборатории ГГО Ил-14. Наблюдение за результатом воздействия осуществлялось визуально с самолета и фиксировалось с помощью наземного радиолокатора РС-3.

Самолет-лаборатория базировался в Кишиневе. Каждое утро данным радиозондированием в Кишиневе за 03 ч по методу слоя составлялся прогноз развития конвективной облачности над территорией Молдавии. Если ожидалось развитие Cu cong. в районе экспериментального полигона, самолет вылетал в направлении этого местоположения, о чем сообщалось на узел связи отряда.

Радиолокационная станция по координатам и высоте, переданным с борта самолета на узел связи, осуществляла его поиск, а затем следила за его передвижением, сверяя координаты самолета с его высотой, определяемые радиолокатором, с переданными с самолета. Если в радиусе до 100 км от радиолокатора имелись облака, перспективные для воздействия, их координаты передавались с борта самолета. С самолета после воздействия на облако

передавали на узел связи и РЛС координаты этого облака, и радиолокационной станцией осуществлялась съемка радиоэхо облака от начала его обнаружения до распада.

Описание опытов

Погода Молдавии 2 июля определялась холодным приземным фронтом с волнами в ложбине циклона, центр которого располагался над Куйбышевской областью. Значительная влажность воздуха в тропосфере (дефициты точки росы $2-7^{\circ}\text{C}$) и неустойчивость атмосферы (отклонение кривой состояния от кривой стратификации $2-5^{\circ}\text{C}$) способствовали развитию мощных кучевых грозовых облаков. По данным радиозондирования за 03 ч, нулевая изотерма находилась на высоте 3,5 км, верхний уровень конвекции — 12,2 км. Ветер юго-восточный 2—3 м/с, максимальная температура 30°C . Расчеты по методу слоя [2] также предсказали развитие мощной кучевой облачности и ливневое положение (интенсивность атмосферной конвекции $\varepsilon = 1,9$).

Связь с самолетом была установлена в 11 ч 30 мин. Радиолокатор отчетливо видел самолет на расстоянии от базы до 90 км и прослеживал его движение.

В 13 ч 13 мин и 13 ч 19 мин с самолета было проведено воздействие на мощное кучевое двухвершинное облако, которое находилось на расстоянии 85 км от РЛС в азимуте 115° (рис. 1). Три пиропатрона с PbI_2 (С-55) (в одном пиропатроне содержится 14,5 г PbI_2) были введены в первую вершину облака на высоте 4,9 км при температуре $-11,7^{\circ}\text{C}$ и один пиропатрон — во вторую вершину на высоте 4,75 км при температуре $-10,7^{\circ}\text{C}$. Мощное облако, подвергнутого воздействию, была 3,6 км, высота верхней границы составляла 5,3 км.

Через 5 мин после воздействия вершины облака осели, наблюдалась их кристаллизация, облако начало разрушаться. Наблюдение с самолета было закончено.

Радиолокационная съемка облака, подвергнутого воздействию, была начата в 13 ч 25 мин. В связи с большой удаленностью облаков от места расположения локатора в этом опыте выполняли только горизонтальные разрезы. По данным РЛС, при наблюдении под углом места антенны в 2° на экране индикатора кругового обзора (ИКО) радиолокатора отчетливо прослеживалось уменьшение площади радиоэхо облака, которое началось через 8—9 мин после окончания воздействия, с 16 км^2 в 13 ч 25 мин до $5,5\text{ км}^2$ в 13 ч 35 мин (рис. 1). В 13 ч 40 мин зона распалась.

Два контрольных облака, находившихся в непосредственной близости от опытного, в период наблюдения за ними существенно не изменили свои параметры. В 13 ч 25 мин площади контрольных облаков были 14 и 11 км^2 , а в 13 ч 35 мин соответственно 10 и 8 км^2 .

Второй опыт был проведен 4 июля. В тот день погода в Молдавии определялась холодными приземными фронтами в ложби

клона, центр которого располагался над югом Украины. Циклон у земли соответствовал циклон на высотах и прослеживался 9 км. Потoki северо-западные до 3 км, выше — юго-западные скоростью 15—45 км/ч. Воздушная масса влажная (дефициты

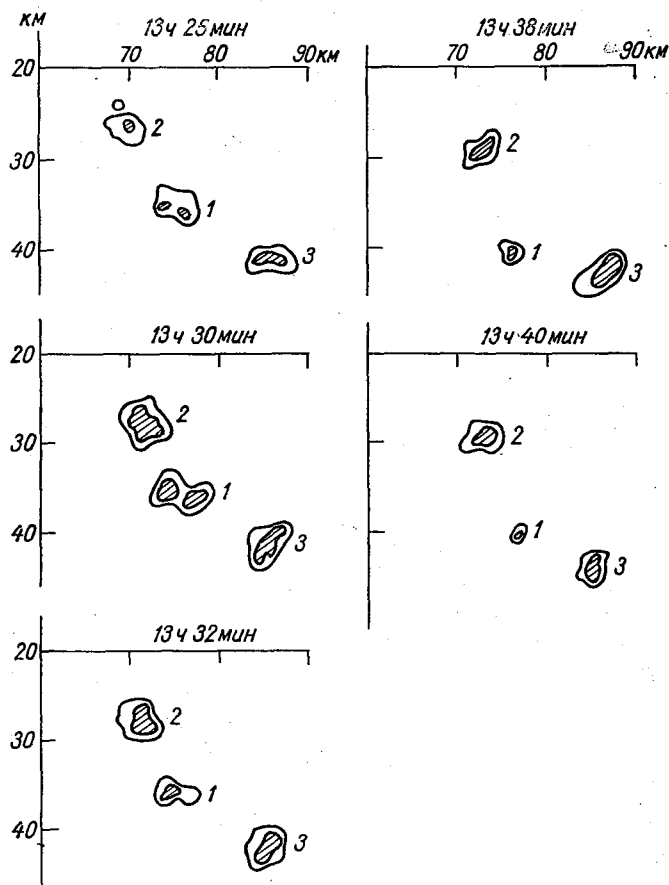


Рис. 1. Изменение во времени площади радиозо облака, подвергнутого воздействию (1) и контрольных облаков (2, 3) по данным горизонтальных разрезов 2 июля. Крупнокапельная часть облака заштрихована.

ки росы 4—13° С), падение абсолютного геопотенциала 3—п. м. Термическое поле характеризовалось ложбиной холода, екция холода 1—3° С по всем высотам. По данным радиозон- ования за 03 ч, верхний уровень конвекции находился на вы- е 10,5 км; высота нулевой изотермы 3,0 км.

Значительная увлажненность воздуха в тропосфере и неустой- ая стратификация (отклонение кривой состояния от кривой атификации 2—6° С) обусловили развитие мощной кучевой и зовой облачности. Расчет по методу слоя также предсказал

В этот день развитие мощной кучевой облачности и ливневого ложение ($\varepsilon = 1,6$).

Связь с самолетом была установлена в 11 ч 40 мин. В этот день увидеть самолет на экране радиолокатора не удалось, но, координаты которого передавались с самолета, было обнаружено легко.

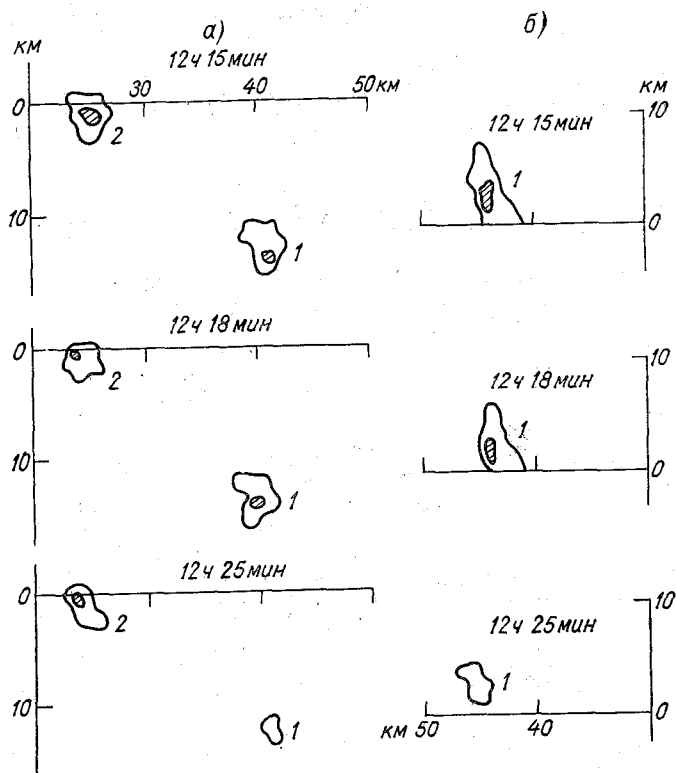


Рис. 2. Изменение во времени радиоэхо облака, подвергнутого воздействию (1), и контрольного облака (2) по данным горизонтальных (а) и вертикальных (б) разрезов 4 июля. Крупнокапельная часть облака заштрихована.

В 12 ч 03 мин и 12 ч 06 мин с борта самолета было произведено воздействие на мощное кучевое облако, которое находилось на расстоянии 44 км от РЛС в азимуте 112° (рис. 2). На высоте 5,1 км при температуре $-16,3^\circ\text{C}$ было введено 6 пиропатронов с PbI_2 (С-55). Мощность облака, подвергнутого воздействию, была 4,5 км, его вершина находилась на высоте около 5,7 км. По воздействию наблюдался интенсивный рост облака. В 12 ч 12 мин верхняя граница облака находилась на высоте 6,5 км.

Дальнейшие наблюдения за результатом воздействия с землей проводились с помощью РЛС АРС-3. Радиолокационные наблюдения за облаком были начаты в 12 ч 15 мин. По данным рад

катора, высота облака равнялась 7,0 км и из него выпадали ливни. Через 3 мин (12 ч 18 мин) интенсивность дождя увеличилась, а высота облака стала уменьшаться. К 12 ч 24 мин выпадение дождя из облака прекратилось и значения его радиолокационных параметров резко уменьшились.

В частности, к 12 ч 25 мин площадь радиоэхо облака, подвергнутого воздействию, изменилась с 12,5 до 5 км², а высота верхней части облака уменьшилась до 4 км. В 12 ч 26 мин облако распалось. На рис. 2 приведены горизонтальные и вертикальные разрезы, иллюстрирующие эволюцию облака после воздействия. Вертикальные разрезы выполнены в азимуте 108° при затухании 1 дБ.

Проводилось также наблюдение за контрольным облаком, находившимся в азимуте 95° на расстоянии 25,5 км от РЛС и 20 км от зоны воздействия. В период наблюдения параметры контрольного облака изменились незначительно. Площадь контрольного облака в 12 ч 15 мин была 10 км², в 12 ч 20 мин — 1 км², т. е. за один и тот же интервал времени (5 мин) площадь контрольного облака уменьшилась в 1,25 раза, в то время как площадь облака, подвергнутого воздействию, уменьшилась в 5 раз.

Заключение

Проведенный впервые в районе Молдавской экспериментальной базы летно-наземный эксперимент по воздействию на мощные кучевые облака показал хорошее согласие в оценке результата воздействия, прослеженного с самолета и зафиксированного радиолокатором с земли. Удалось получить объективную оценку результата воздействия путем радиолокационных наблюдений за эволюцией облаков.

В дальнейшем желательно использовать для таких исследований высотный самолет, что даст возможность проводить воздействия практически на любые мощные кучевые облака, расширит диапазон условий проведения опытов, а привлечение радиолокационной станции даст возможность более объективно фиксировать результат воздействия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зромберг А. В. и др. Применение CuS как средства воздействия на облака с целью регулирования осадков.— В кн.: Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеониздат, 1970, с. 270—276.
- Зудилова Е. П., Леншин В. Т. О краткосрочном прогнозе ареалов «ливневого положения», по данным вертикального зондирования атмосферы.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 62—79.
- Зоронов Г. С., Гайворонский И. И., Серегин Ю. А. Исследования и искусственные воздействия на градовые процессы.— В кн.: Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеониздат, 1970, с. 379—390.
- Гайворонский И. И. и др. Применение порошкообразных реагентов для воздействия на грозовые облака.— В кн.: Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеониздат, 1970, с. 208—212.

ИССЛЕДОВАНИЕ УСЛОВИЙ, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЙ В ПОЖАРООПАСНЫХ РАЙОНАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Введение

Опытно-производственные работы по тушению лесных пожаров осадками, искусственно вызываемыми из облаков мощной конвекции, были начаты в 1968 г. [4]. Через три года новый метод тушения лесных пожаров прошел государственные испытания и был рекомендован для применения в пожароопасных районах СССР характеризующихся высокой повторяемостью конвективной облачности, пригодной для вызывания нацеленных на пожары осадков.

С 1970 г. опытно-производственные и производственные работы по тушению лесных пожаров искусственными осадками проводились специально созданные авиазвенья Центральной базы авиационной охраны лесов и обслуживания лесного хозяйства Министерства лесного хозяйства РСФСР в Красноярском и Хабаровском краях, Якутской АССР и Иркутской области. За четыре пожароопасных сезона (1970—1973 гг.) искусственными осадками удалось погасить 148 лесных пожаров, которые к моменту ликвидации уничтожили лес на общей площади 413,7 тыс. га.

Четырехлетний опыт работ и их результаты свидетельствуют о значительном практическом эффекте разработанного метода. Спирением этого явилось расширение научно-исследовательских работ, направленных на усовершенствование метода, а также выявление пожароопасных районов СССР, в которых этот метод достаточно эффективно может быть использован в борьбе с лесными и другими крупными пожарами.

Цель настоящей работы, так же как и содержащихся в данной сборнике статей Е. В. Оренбургской «К характеристике чево-дождевых облаков в отдельных лесных районах Восточной Сибири», Г. И. Осиповой и Г. Н. Прохоровой «Облачные ресурсы для активных воздействий в Архангельской области и Коми АССР в пожароопасный сезон», заключается в разработке методики оценки перспективности тех или иных районов лесной зоны СССР для применения в работах по тушению пожаров метода искус-

инного регулирования осадков. Конечным итогом работ этого правления должно явиться районирование пожароопасной территории на основе комплексного показателя, характеризующего перспективность природных условий данного района для использования нового метода.

Этот показатель должен отражать вероятность наличия конвективных облаков, пригодных для вызывания осадков, в зоне пожара. Вопросы, связанные с повторяемостью облаков мощной конвекции в лесной зоне некоторых районов территории СССР, включая методику расчетов и их результаты, изложены в упомянутых атласах, помещенных в настоящем сборнике. Данных о повторяемости лесных пожаров для этих районов в нашем распоряжении имеется, поэтому для оценки пожарной опасности нами был использован показатель горимости, вычисляемый при оперативной оценке пожарной опасности в Гидрометцентре и основанный на данных наблюдений сети метеорологических станций. Наряду с выборкой данных об облачности из таблиц ТМ-1 нами производилось вычисление показателя горимости. Поскольку имелись данные о повторяемости пригодных для вызывания осадков конвективных облаков в пожароопасный период по территории Забайкалья, для оценки горимости также был выбран этот район.

Горимость по территории Забайкалья

Показатель горимости леса определяется с помощью следующего выражения [3]:

$$Г = \sum_{i=1}^n (t - \tau)_i t_i,$$

где t_i — температура точки росы за тот же срок, что и температура воздуха t_i (09 ч московского времени); n — число дней, прошедших после последнего дождя с количеством не более 3,0 мм осадков.

При расчете для Забайкалья температура воздуха и температура точки росы брались за сроки 14 и 15 ч по местному времени. В сухую теплую погоду наблюдается непрерывное возрастание показателя горимости до тех пор, пока не выпадут осадки. По методике Гидрометцентра при выпадении осадков свыше 3,0 мм за сутки показатель горимости уменьшается до нуля [3]. По методике ЛенНИИЛХ [1], в которой сделана попытка учета количества осадков по более детальной шкале, показатель горимости уменьшается в зависимости от количества выпавших осадков на определенный коэффициент (меньше 1), и только при сумме осадков за день 20 мм или более $Г = 0$.

Используя показатель горимости, вычисленный по формуле (1), можно получить оценку пожарной опасности в количественном выражении. В зависимости от величины этого показателя в практике различают пять классов горимости леса (табл. 1).

Таблица 1

**Классификация пожарной опасности
на основе значений показателя горимости**

Класс горимости	Характеристика горимости	Величина показателя горимости
I	Отсутствует или малая	0—300
II	Небольшая	301—1 000
III	Средняя	1 001—4 000
IV	Высокая	4 001—10 000
V	Чрезвычайная	более 10 000

Вспышки пожаров наблюдаются, как правило, при III, IV, V классах горимости, поэтому в качестве одного из показателей перспективности применения метода искусственного осадкообразования в работах по тушению лесных пожаров нами взято число дней с горимостью выше III класса по территории Забайкалья за период 1966—1970 гг. Указанный период выбран для оценки горимости с учетом того, что повторяемость конвективных облаков пригодных для воздействия, основанная на данных 8-срочных наблюдений, вычислена также для 1966—1970 гг. (до 1966 г. были лишь 4-срочные наблюдения).

Первоначально нами было произведено сопоставление числа дней с горимостью III—V классов для некоторых станций Забайкалья, подсчитанное на основе показателей горимости, определенных по методике Гидрометцентра и ЛенНИИЛХ (табл. 2). Из таблицы видно, что для территории Забайкалья использование более трудоемкой методики оценки класса горимости ЛенНИИЛХ не целесообразно.

Таблица 2

**Число дней с горимостью III—V классов,
вычисленное по методике ГМЦ и ЛенНИИЛХ**

Станция	По методике ГМЦ	По методике ЛенНИИЛХ
Средний Калар	11	10
Богдарин	12	11
Могоча	10	12
Борзя	16	16
Маклакан	11	11
Сосново-Озерск	11	11

Поэтому по методике Гидрометцентра за период с 1966 по 1970 г. было подсчитано число дней с горимостью III—V классов по 23 станциям Забайкалья и по двум станциям Иркутской области за каждый месяц пожароопасного сезона и за сезон в целом.

жароопасный сезон на территории Забайкалья начинается в последние дни апреля и заканчивается в конце сентября. При расчете за пожароопасный сезон в Забайкалье взят период май—сентябрь (так же, как и для облачности).

Сведения о числе дней с горимостью III—V классов для территории Забайкалья приведены в табл. 3. Из таблицы видно, что условия для возгорания леса на территории Забайкалья создаются довольно часто. Наибольшее число дней с горимостью III—V классов составляет 21 день в месяц, наименьшее — 11 дней.

Таблица 3

Характеристики горимости и облачности для пожароопасного периода по территории Забайкалья по данным за 1966—1970 гг.

Станция	Среднее число дней с горимостью III—V классов						Среднее за сезон число дней с облачно- стью, при- годной для воздействия	Р
	V	VI	VII	VIII	IX	за сезон		
гокончен	15	20	8	5	11	12	19	0,26
зя	17	21	14	12	15	16	12	0,21
екачан	19	20	10	5	15	14	16	0,25
ь-Кара	18	19	13	9	15	15	10	0,17
дний Калар	13	14	12	6	11	11	23	0,28
а	17	19	8	8	15	13	9	0,13
оча	10	13	9	6	13	10	18	0,20
а	20	20	9	8	13	14	17	0,26
лакан	13	15	10	7	12	11	15	0,18
лка	19	23	14	12	14	16	13	0,23
за	18	14	5	4	14	11	13	0,16
ка	13	16	13	4	8	10	17	0,19
ново-Озерск	9	19	11	8	6	11	12	0,15
та	17	18	11	10	9	13	10	0,14
кнеангарск	10	11	9	12	6	12	21	0,28
ановка	14	19	12	8	9	12	18	0,24
дарин	13	17	11	8	10	12	18	0,24
ик	15	15	9	4	9	10	19	0,23
ага	23	16	10	5	8	12	19	0,27
н-Удэ	29	24	18	10	10	18	13	0,26
нт	14	18	12	7	4	11	13	0,16
енск	10	16	18	12	7	13	19	0,28
айбо	16	13	16	13	3	12	22	0,29
инск	30	24	20	12	18	21	12	0,28
умкан	26	24	18	16	18	20	10	0,22

Максимальное число дней с горимостью для севера ЕТС (см. в настоящем сборнике статью Г. И. Осиповой и Г. Н. Прохорова «Облачные ресурсы для активных воздействий в Архангельской области и Коми АССР в пожароопасный сезон») составляет всего 10 дней, т. е. совпадает с минимальным значением для территории Забайкалья.

Наибольшая повторяемость высокой горимости (не менее 18 дней в среднем за месяц) в Забайкалье наблюдается непосредственно за окаймляющими оз. Байкал хребтами — Улан-Бурга и Баргузинским, в районе станций Улан-Удэ, Хоринск, Курумка. Другой очаг относительно высокой горимости (16 дней) расположен на юго-востоке рассматриваемой территории в районе станций Шилка, Борзя. В остальных районах Забайкалья число дней с горимостью III—V классов составляет менее половины месяца. Для 75% территории месяцем с наибольшей горимостью является июнь. На станциях, расположенных вблизи оз. Байкал, максимум повышенной горимости наблюдается в мае. На границе Забайкалья и Иркутской области (север рассматриваемой территории) возможен максимум горимости в июле. Это согласуется с известным смещением максимума пожарной опасности на более поздние сроки по мере продвижения в более высокие широты [5].

Характеристика перспективности районов Забайкалья для работ по тушению пожаров искусственными осадками

В табл. 3 наряду со среднемесячными характеристиками пожарной опасности приведены среднемесячные значения числа дней с ресурсной облачностью. На основе этих данных можно произвести сопоставление вероятности совместного наличия ресурсной облачности и повышенной горимости, которое позволит оценить влияние местных природных условий на эффективность применения метода искусственного осадкообразования в работах по тушению лесных пожаров.

Как известно [2], вероятность одновременного появления двух независимых событий равна произведению вероятностей этих событий. На основании этого нами были подсчитаны вероятности появления ресурсной облачности и повышенной пожарной опасности (III—V классов) в предположении их независимости на основе среднесезонных данных и их произведение P . Полученные значения P приведены в последней графе табл. 3 и на рис. 1.

Из этих данных следует, что вычисленные вероятности изменяются в довольно широких пределах — от 0,13 до 0,29. При этом для $2/3$ станций значения вероятности превышают 0,2, т. е. в среднем в течение одного из 5 дней реализуются ситуации, благоприятные для работ по регулированию осадков в зонах действия лесных пожаров. Районы с наименьшими вероятностями расположены на севере и юге Забайкалья, исключая отроги хребта Кадар. В центральной части Забайкалья, кроме Сосново-Озерска, все станции имеют высокие показатели повторяемости благоприятных для воздействия условий (более 0,20).

Наиболее высокие значения величины P для территории Забайкалья наблюдаются в районах Улан-Удэ, Хоринска и Тункинская, Читы (0,26—0,28). На севере района, в Иркутской области, также отмечены высокие средние показатели повторяемости условий, благоприятных для воздействий.

В связи с тем, что на территории Иркутской области работы по тушению лесных пожаров ведутся с 1970 г., интересно сопоставить полученные результаты с данными работ Иркутского авиаена (как правило, работы велись на одном-двух самолетах разных районах). В табл. 4 приведены данные о средней продолжительности периода работ на территории области, а также данные о числе дней с воздействиями в районе пожара (работы велись при наступлении II класса пожарной опасности).

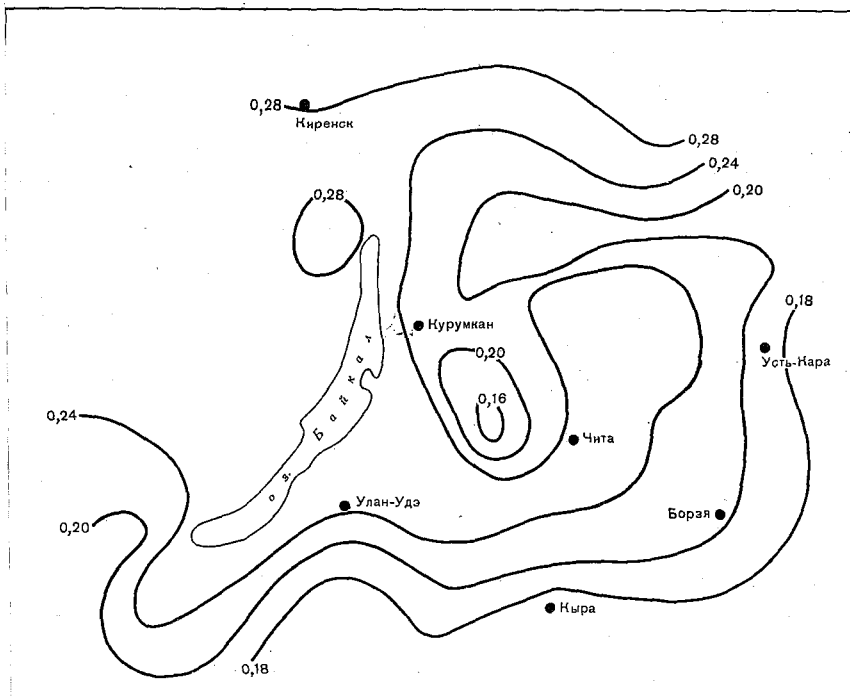


рис. 1. Вероятность (P) условий, благоприятных для воздействий на конвективные облака с целью тушения лесных пожаров искусственными осадками, на территории Забайкалья.

Как видно, практические работы по тушению лесных пожаров ют такие же значения повторяемости благоприятных условий, к при расчете по изложенной выше методике. При сопоставле- и, правда, необходимо учесть, что пожароопасный период при счетах получился несколько меньше, чем в практических работах расчетах взята горимость начиная с III класса, а работы ве- гся при наступлении горимости II класса). Последнее компенси- ется тем обстоятельством, что в практических работах по туше- ю лесных пожаров искусственными осадками полет самолета ли самолетов) осуществляется в пределах большой территории, меньшей по площади, чем Забайкалье, и, естественно, произи- дится в том направлении, где в районе пожара по прогнозу

Таблица 4

**Характеристики условий работ
по воздействиям Иркутского авиазвена в 1970—1972 гг.**

Характеристика	1970	1971	1972
Число дней с пожароопасностью II—V классов	66	82	80
Число дней с воздействиями в районе пожаров	14	29	22
Повторяемость условий, благоприятных для воздействий в районе пожаров	0,21	0,35	0,28

ождается развитие мощной кучевой облачности. Поэтому полученные в работе значения вероятностей (P) условий, благоприятных для осуществления работ по регулированию осадков в зоне пожаров, не являются завышенными, а скорее, наоборот, да несколько заниженными.

Необходимо отметить, что, по данным трехлетних работ, из четырех крупных районов Азиатской территории СССР наилучшие условия для воздействий в районе пожаров отмечены в Иркутской области. Так, если для этой территории в среднем за три года условия для работ бывают в 28% случаев от пожароопасного периода, то для других районов аналогичная величина составляет: Красноярский край — 19%, Якутская АССР — 19%, Хабаровский край — 10%.

Выводы

1. Территория Забайкалья характеризуется высокими значениями горимости III—V классов — в среднем от 10 до 21 д в месяц.

2. Для $3/4$ территории Забайкалья наибольшая горимость отмечается в июне.

3. Наиболее благоприятными для проведения работ по тушению лесных пожаров искусственными осадками на этой территории являются районы Улан-Удэ—Хоринск и Тунгокончен—Чита, где условия для этих работ наблюдаются в среднем 1 раз в 4 дня.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вонский С. М., Жданов В. А. Методические указания по составлению и применению местных шкал пожарной опасности в лесу. Л., ЛенНИИЛХ, 1969. 22 с.
2. Гмурман В. Е. Теория вероятностей и математическая статистика. «Высшая школа», 1972. 368 с.
3. Гриценко М. В., Шабунина Т. А. К расчету показателя горимости леса.— В кн.: Методические указания Гидрометцентра СССР. 1967. 12 с.
4. Сумин Ю. П. Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака.— «Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 54—58.
5. Чистоткин М. К. Кладовая лесных богатств. Свердловск, Средне-Уральское книжное изд-во, 1965, 183 с.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ В ОТДЕЛЬНЫХ ЛЕСНЫХ РАЙОНАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Введение

Вопросы воздействий на облака с целью вызывания осадков и их предотвращения приобретают все большее практическое значение. Одним из важных направлений является климатологическое изучение облачности, пригодной для воздействий, учет ее распределения по территории и во времени на основании использования данных наземных наблюдений. Среди неотложных практических вопросов учета облачности, пригодной для воздействий, стоит вопрос исследования ее в районах лесных пожаров. При этом необходимым является составление карт ресурсной облачности для этих территорий. Как известно [1], пригодными для воздействий с целью вызывания летних осадков являются облака, достигшие высоты изотермы -5°C и имеющие вертикальную мощность не менее 2,0 км. Этим требованиям отвечают мощные кучевые и частично кучево-дождевые облака, о чем говорят опыты последних лет [2]. Однако определение видов конвективных облаков с земли весьма затруднительно. Кроме того, в связи с переходом на механизированную обработку метеорологических наблюдений оказалось невозможным из имеющихся таблиц выбрать данные о мощных кучевых облаках, поскольку в таблицах кодируются только формы облаков и не включаются их виды. На конвективные облака в таблицах ТМ-1 выделено всего три цифры кода: 1 — все кучевые облака, 2 — кучево-дождевые, 4 — кучево-дождевые и кучевые.

Исходя из этого было решено считать днем с облачностью, пригодной для воздействий, день, когда наблюдатель хотя бы один из сроков при 8-срочных наблюдениях отмечал кучево-дождевые облака (Cb). Появление кучево-дождевых облаков даже на части небосвода характеризует стадию предельного развития набегаемого поля мощных кучевых облаков, а это означает, что существуют благоприятные условия для их развития. Кроме того, при определении формы кучево-дождевых облаков допускается наименьшая ошибка у наблюдателей по сравнению с определением

других видов конвективных облаков. При таком выделении дни с ресурсной облачностью исключаются дни с мощными кучевыми облаками (Си cong.), не переходящими в кучево-дождевые. Однако число дней, когда наблюдаются только мощные кучевые облака, невелико [3].

Настоящая работа выполнена по 8-срочным наблюдениям, начатым с 1966 г. До 1966 г. наблюдения за облаками на большинстве станций проводились 4 раза в сутки (01, 07, 13 и 19 ч). При этом на максимум атмосферной конвекции не приходилось одного срока, и поэтому использование в анализе ряда наблюдений до 1966 г. привело бы к уменьшению числа дней, пригодных для воздействий. В «Справочнике по климату СССР» дается повторяемость форм облаков по небольшому числу станций. Использование этих данных для приведения к ним данных других станций в настоящее время не представляется возможным, поскольку еще исследован вопрос о переходе от 4-срочных наблюдений к 8-срочным при определении облаков. Кроме того, для практического использования полученных данных важно знать среднее число дней с кучево-дождевыми облаками, а не повторяемость отметок этих облаков. С целью детального освещения распределения кучево-дождевых облаков по территории пришлось использовать более густую, чем в Справочнике, сеть станций, на которых проводились наблюдения за облачностью 8 раз в сутки.

Нами рассмотрены кучево-дождевые облака по территории во времени для отдельных лесных районов Восточной Сибири (Иркутская и Читинская области, Бурятская АССР), отличающихся высокой горимостью, с целью определения возможности проведения работ по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками. Все материалы обработаны за пожароопасный сезон. В условиях Восточной Сибири в среднем пожароопасный сезон длится с мая по сентябрь.

Распределение по территории дней с кучево-дождевыми облаками

Для рассматриваемых районов Восточной Сибири было подсчитано среднее число дней с наличием кучево-дождевой облачности за период с 1966 по 1970 г. за каждый месяц пожароопасного сезона (V—IX) и за сезон в целом. Число дней с облачностью подсчитывалось только для светлого времени суток, так как воздействия в ночное время обычно не практикуются. Как было упомянуто выше, в работе использовались материалы наблюдений пятилетний период. Известно, что результаты, полученные на основании короткого ряда, могут существенно отличаться от результатов, полученных по многолетнему ряду. Вследствие этого было решено сравнить данные по повторяемости облаков и количеству осадков за короткий период с многолетними данными Справочника. В связи с тем, что количество станций, представленных в Справочнике, невелико и данные наблюдений 4-срочные, пр

денное сопоставление может быть только ориентировочным. Результаты сравнения повторяемостей S_b (%) за короткий и многолетний периоды по 35 станциям приведены в табл. 1.

Таблица 1

Повторяемость кучево-дождевых облаков и количество осадков за многолетний и пятилетний ряды

Станция	Повторяемость кучево-дождевых облаков, %		Количество осадков за V—IX, мм	
	многолет- няя	пятилетняя	много- летнее	пятилет- нее
Средний Калар	19	18	303	295
Пакир	10	9	356	370
Улан-Удэ	5	9	203	217
Чита	13	11	331	328
Тунка	14	7	353	350
Тунгокончен	15	10	273	298
Калакан	10	10	320	312
Могоча	14	9	386	371
Борзя	6	6	244	262
Кыра	8	4	311	321
Менза	13	8	300	340
Покровский	12	36	457	474
Прииск				
Перевоз	10	9	272	262
Тайшет	24	32	264	250
Илимск	11	10	251	238
Иркутск	10	11	323	351
Баргузин	11	14	237	232
Нижеангарск	10	20	235	252
Кяхта	5	7	269	324
Жигалово	8	10	256	291
Ербогачен	10	12	209	227
Непа	14	5	239	233
Балаганск	12	14	288	272
Бодайбо	19	20	299	281
Киренск	13	13	243	219
Нижеудинск	24	23	284	357
Ильчир	18	27	388	360
Алыгджер	19	16	470	473
Карам	23	20	311	275
Чара	14	16	284	273
Троицкий Прииск	8	13	325	367
Верхний Ципикан	13	14	306	326
Баяндай	12	17	300	300
Кабанск	2	1	295	308
Сосново-Озерск	7	6	265	308

Из этих данных видно, что для $\frac{3}{4}$ рассматриваемой территории вторяемость облаков за пятилетие близка или даже несколько же многолетней. Для восьми станций, находящихся в различных районах рассматриваемой территории, отмечается значительное увеличение отметок облачности за короткий ряд по сравнению с многолетним.

Помимо сопоставления данных по повторяемости облаков, проводилось также сравнение количества выпавших осадков за многолетний и пятилетний ряды (табл. 1). Полученные данные показывают, что для 77% обработанных станций количество осадков за пятилетие близко к норме. Для остальных станций наблюдается увеличение осадков за короткий ряд по сравнению с многолетним. Максимальное отклонение в количестве осадков от много-

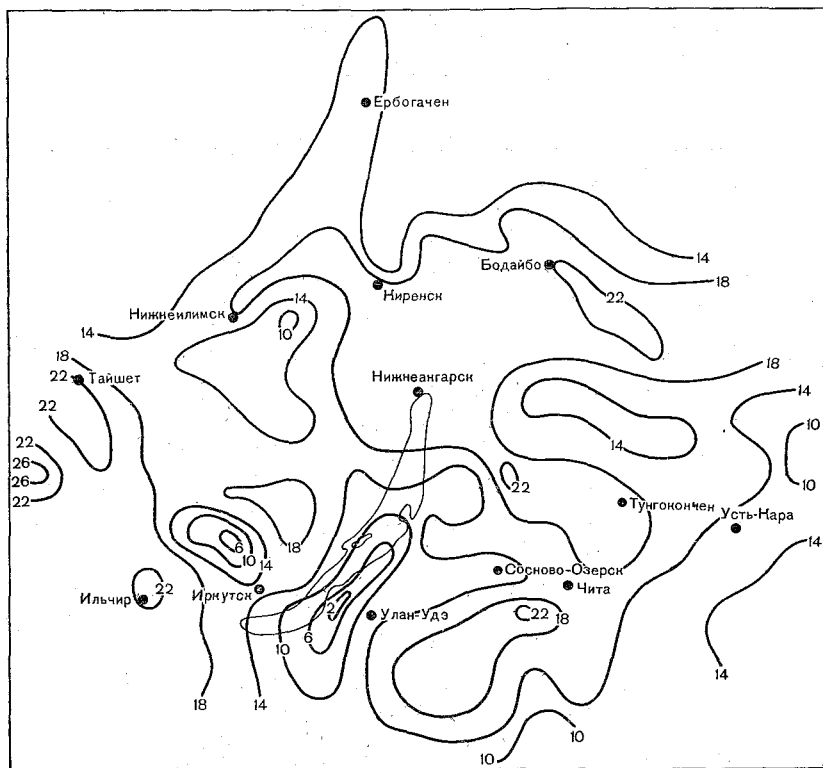


Рис. 1. Среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками за май—сентябрь.

летних данных, при суммах осадков за пожароопасный период свыше 250 мм, составляет 55 мм. Необходимо заметить, что только для одной станции рассматриваемой территории — Троицки Прииска — отмечено значительное увеличение повторяемости облаков и осадков за короткий ряд по сравнению с данными Справочника. Для других станций таких различий не наблюдается.

Как видно из проведенного сравнения, по повторяемости отклонения от нормы по количеству осадков за короткий ряд незначительны и не отличаются от многолетних. Вследствие этого можно считать, что результаты, полученные на материалах за короткий

риод, могут быть достаточно надежными. Как было указано
ше, нами было подсчитано среднее число дней с наличием куче-
во-дождевых облаков за пожароопасный сезон по 107 станциям
(бл. 2 и рис. 1). Как видно из табл. 2 и рис. 1, число дней
кучево-дождевой облачностью колеблется по территории в ши-
ких пределах — от 2 до 27. Минимальные значения рассматри-
ваемой характеристики (до 8 дней в месяц) приходится на цент-
ральную часть побережья оз. Байкал и Иркутско-Черемховскую
равнину. Наибольшее число дней с облачностью (21—27) наблю-
дается в районах Восточного Саяна, Витимского и Патомского на-
шей.

Как известно, на образование и развитие облачности, помимо
циркуляционных факторов, большое влияние оказывает орография.
изучаемых районах Сибири — территории в основном горной —
этот фактор приобретает особенно большое значение и является
одной из причин довольно пестрого распределения облачности.
Наличие большого количества плоскогорий, плато, горных мас-
сов, по-видимому, можно объяснить большую повторяемость
дней с кучево-дождевой облачностью. На число дней с облач-
ностью влияет не только высота горных хребтов, но и расположе-
ние их относительно влагонесущего потока, а также изрезанность
территории глубокими речными долинами. Станции, находящиеся
на разных склонах хребта, в узких различно ориентированных до-
линах, даже на незначительных расстояниях друг от друга суще-
ственно различаются по числу дней с облачностью.

Влияние на формирование облачности оказывает глубокая меж-
ная котловина, занятая оз. Байкал. На побережье озера, в его
центральной части и Забайкалье наблюдается минимальное число
дней с кучево-дождевой облачностью. Так, например, в районе
станций Кабанск и Черемухово число дней с Сб не превышает 5.
На западном побережье озера и в Предбайкалье число облачных
дней несколько больше и составляет 10—12 в месяц. Однако окру-
жающие озеро горные хребты препятствуют распространению воз-
духа озера на большие расстояния. Непосредственно за хреб-
тами отмечается увеличение повторяемости числа дней с кучево-
дождевыми облаками до 15—18.

Как и следовало ожидать, наибольшее число дней с Сб прихо-
дится на районы с возвышенными формами рельефа. На терри-
тории Предбайкалья и в районах Восточного Саяна количество
облачных дней увеличивается до 21—23, а на ст. Покровский
линии даже до 27 дней в месяц. Наибольшие различия в распре-
делении дней с облачностью наблюдаются в переходной зоне от
равнины к горам. Даже на сравнительно небольшом ряде наблю-
дений, используемом в работе, отчетливо проявляется факт увели-
чения облачности в предгорьях по сравнению с прилегающей рав-
ной. Из полученных данных видно, что максимальное число дней
с облачностью на территории Иркутско-Черемховской равнины не
превышает 11. Однако ближе к отрогам Передового хребта на-
блюдается резкое увеличение числа дней с Сб — до 20—23.

Среднее число дней с кучево-дождевыми облаками
по станциям Восточной Сибири

Станция	V	VI	VII	VIII	IX	V—IX	Среднее V—IX
Иркутская область							
Мамакан	22	21	17	20	17	97	19
Светлый	16	19	12	16	13	76	15
Тайшет	24	21	24	24	22	115	23
Ербогачен	21	20	14	15	17	87	17
Хамар-Дабан	8	12	15	9	5	49	10
Максимова	13	10	9	7	12	51	10
Наканно	14	17	12	11	17	71	14
Токма	20	20	20	21	18	99	20
Усть-Орда	18	13	21	17	16	85	17
Чечуйск	18	12	11	8	9	58	12
Головинское	10	11	12	11	9	53	11
Вихоревка	15	13	14	13	14	69	14
Тангуй	19	15	18	15	17	85	17
Киренск	22	19	17	18	19	95	19
Воронцовка	19	21	18	21	18	97	19
Мама	17	20	14	19	20	90	18
Непа	12	9	8	8	9	46	9
Жигалово	18	13	17	15	13	76	15
Баяндай	18	16	21	18	16	91	18
Новочунка	19	16	15	16	16	82	16
Тырка	15	12	17	15	12	71	14
Усть-Уда	18	16	19	17	15	85	17
Перевоз	15	16	12	12	12	67	13
Шиткино	17	17	16	12	15	77	15
Тулун	21	17	19	14	12	83	17
Преображенка	18	15	9	11	15	68	14
Нижнеудинск	23	22	25	25	21	116	23
Паршино	12	11	7	7	6	43	9
Сарма	12	9	15	12	12	60	12
Карам	25	22	23	21	16	107	21
Головское	11	10	13	10	9	53	11
Сарам	23	21	25	19	17	105	21
Хадама	23	23	25	20	16	107	21
Покровский Прииск	27	27	28	26	24	133	27
Алыгджер	21	19	22	18	19	99	20
Марково	19	19	18	18	15	90	18
Лукиново	20	18	19	17	16	91	18
Червянка	14	10	12	9	9	54	11
Бодайбо	23	23	19	22	22	109	22
Ичера	21	21	11	16	19	88	18
Балаганск	19	17	19	16	17	88	18
Нижнеилимск	19	17	18	18	17	89	18
Иркутск	17	14	16	15	13	75	15
Илимск	15	13	13	10	13	64	13
Залари	9	10	12	6	2	40	8
Орлинг	18	17	18	14	15	83	17
Ика	20	17	15	16	15	83	17
Инга	21	22	22	19	17	101	20
Верхняя Гутара	22	23	24	21	18	108	21
Бохан	5	6	8	7	5	31	6

Станция	V	VI	VII	VIII	IX	V—IX	Среднее за V—IX
---------	---	----	-----	------	----	------	--------------------

Читинская область

ата	15	17	20	19	14	85	17
орзя	9	11	19	14	5	58	12
кша	14	16	21	19	12	82	16
ть-Кара	7	11	15	12	6	51	10
ольшая Лепринда	18	20	20	19	18	95	19
илка	12	13	17	14	7	63	13
рнышево	13	19	23	20	11	86	17
угли	16	19	21	21	12	89	20
чатка	14	16	14	17	14	75	15
гунск	15	16	20	15	10	76	15
алета	16	20	24	16	13	89	18
азар	7	11	14	14	4	50	10
ть-Каренга	11	12	13	14	7	57	11
ександровский Завод	16	18	20	20	10	84	17
нгокончен	17	19	23	21	13	93	19
пик	11	14	14	15	5	59	12
едняя Олекма	17	21	20	20	14	92	18
ра	20	22	20	20	20	102	20
етенск	9	12	16	14	5	56	11
ира	5	8	17	10	6	46	9
еньевск	15	18	22	22	11	88	18
лакан	13	17	21	18	11	81	16
нза	10	12	20	14	10	66	13
иклакан	12	18	18	18	10	76	15
огоча	14	19	19	18	18	88	18
огзон	21	22	25	23	19	110	22
едний Калар	21	22	27	26	19	115	23
рекацан	15	17	23	16	11	82	16
умилово	17	21	25	22	18	103	21
дловая	12	15	20	17	10	74	15

Бурятская АССР

гь-Заза	14	17	18	19	12	80	16
сново-Озерск	8	10	17	14	8	57	12
хта	6	11	12	11	8	48	10
кит	8	12	13	12	9	54	11
нча	19	18	20	20	17	94	19
рхний Ципикан	14	20	22	16	13	85	17
лик	17	18	23	19	19	96	19
макта	12	16	21	18	13	80	16
кир	14	17	20	14	8	73	15
ан-Удэ	9	13	17	13	12	64	13
ицкий Прииск	14	19	21	16	15	83	17
ргузин	14	14	17	15	16	76	15
нага	17	20	23	22	14	96	19
жинга	10	14	23	17	13	77	15
дарин	19	19	21	21	12	92	18
омухово	1	4	10	4	5	24	5
банск	—	3	5	3	1	12	2
унт	11	12	19	14	10	66	13
са	16	16	23	23	17	93	19

Станция	V	VI	VII	VIII	IX	V—IX	Среднее V—IX
Карафтит	23	24	23	23	20	113	23
Ильчир	20	24	27	23	22	116	23
Романовка	17	19	21	21	14	92	18
Курумкан	6	7	13	13	12	51	10
Выдрино	8	10	13	13	9	55	11
Тунка	15	21	23	16	10	85	17
Хоринск	8	12	17	13	8	58	12
Нижнеангарск	21	19	22	22	20	104	21

Следует заметить, что различия в высотах станций, находящихся в предгорьях и на равнине, не превышают 100—150 м. Дальнейшее увеличение высоты станций не приводит к возрастанию повторяемости кучево-дождевых облаков. Так, на высокогорной станции Ильчир (2083 м) число облачных дней сравнимо с таковым на станциях, расположенных в предгорьях, и составляя 23 дня.

На территории Забайкалья, так же как и в Предбайкалье, подтверждается факт о наиболее интенсивном развитии конвекции в районе плоскогорий, хребтов и их отрогов. Относительно большое число дней с облачностью (от 19 до 23) наблюдается в районах Витимского и Олекминского плоскогорий. В то же время в равнинных районах на дни с Сб приходится от 10 до 15 дней в месяц. Другая область с повышенными значениями Сб (22 дней в месяц) располагается на границе Западного и Восточного Забайкалья, в районе хребтов Яблонового, Черского и распространяется до верховий р. Олекмы.

Необходимо отметить, что распределение числа дней с кучево-дождевой облачностью в Забайкалье носит еще более сложный характер, чем в Предбайкалье, в связи с более сложной топографией этого района. Если Иркутская область только окаймлена горами, но расположена в основном на Среднесибирском плоскогорье, то территория Бурятской АССР и Читинской области представляет собой горную страну с многочисленными хребтами, котловинами, узкими речными долинами. Это обстоятельство приводит к существенным различиям в числе дней с кучево-дождевой облачностью даже на малых расстояниях.

В связи с тем, что на большей части территории Забайкалья, особенно в ее северных и восточных районах, преобладают ветры северной четверти, наблюдается увеличение облачности на северных склонах хребтов по сравнению с южными. Различие в высоте станций при этом незначительное и не превышает 100 м. Например, на станции Баунт, расположенной на южном склоне хребта, число дней с облачностью составляет 13, в то время как на северном склоне (Верхний Ципикан) таких дней уже 17. Таким образом, разность в числе дней с облачностью между южным и северным склонами хребта равна 4. Возможны и большие расхождения — до 6 дней, например между станциями Уакит и Верхний Ципикан. По числу

ей с Сб различаются также станции, расположенные в различных ориентированных долинах. Количество облачных дней увеличиваясь, если станция находится в долине, ориентированной по направлению преобладающего переноса (до 4 дней). Такая картина наблюдается на станциях Санага и Цакир.

Распределение числа дней с Сб по месяцам пожароопасного сезона и в течение суток

В рассматриваемых районах Восточной Сибири вследствие большой протяженности территории и сложности рельефа максимум кучево-дождевых облаков может наблюдаться в любой месяц жароопасного сезона, за исключением сентября. На значительной части территории максимум Сб приходится на июль. Однако в Иркутской области вплоть до отрогов Восточного Саяна и Иркутско-Черемховской равнины характерно раннее наступление периода активной конвекции — в самом начале пожароопасного сезона, а именно в мае. В северных и северо-восточных районах Байкалья возможно сохранение значительного числа облачных дней в течение июля и августа. Наконец, в северных отрогах Итомского нагорья максимальное количество облачных дней приходится на июнь. Распределение числа дней с Сб внутри пожароопасного сезона также разнообразно. Особенно это характерно для Забайкалья. В Забайкалье наблюдается более однородная картина.

При наступлении максимума Сб в мае возможно следующее распределение числа дней с облаками: или постепенное уменьшение их повторяемости до сентября, или наступление вторичного максимума в июле. Причем максимум в июле лишь несколько ниже, чем в мае. Постепенное убывание числа дней с Сб с начала пожароопасного сезона характерно для станций, расположенных в северных районах Иркутской области, вплоть до ст. Кингиск. Для районов Восточного Саяна, Иркутско-Черемховской равнины и $\frac{3}{4}$ территории Забайкалья ход изучаемой величины по месяцам представляет собой одновершинную кривую с максимумом в июле. В северных районах Забайкалья, как было отмечено выше, высокие значения дней с Сб наблюдаются в течение июля и августа. Наконец, станции, расположенные в районе Ангарского кряжа, хребта Кадар, отличаются незначительной изменчивостью числа дней с облачностью за пожароопасный сезон. Разница в числе дней от месяца к месяцу для этих станций не превышает 3.

Наряду с распределением числа дней с Сб по месяцам представляет интерес рассмотреть также ход облачности в течение суток. Возможное разнообразие в суточном ходе кучево-дождевых облаков, встречающихся на данной территории, представлено на с. 2. Для большинства станций (70%) характерно наступление максимума кучево-дождевых облаков в 17—18 ч. В горных районах, в отличие от относительно равнинных, наблюдается интенсивное

развитие конвекции в более поздние часы. Эта особенность характерна для района Восточного Саяна, где число отметок в 20 ч сравнимо с числом отметок за 14 ч. Помимо горных районов, смещение повторяемости Сб на вечерние часы характерно для прибрежных станций. Как было отмечено выше, количество дней с облаками в Забайкалье и в районе оз. Байкал невелико. Максимум их повторяемости приходится на вечерние часы. Даже в срок 23 ч число отметок Сб несколько выше, чем в 14 ч. В рассматриваемом районе имеются станции с максимумом облаков в интервале 14—17 ч. Количество станций с таким суточным ходом

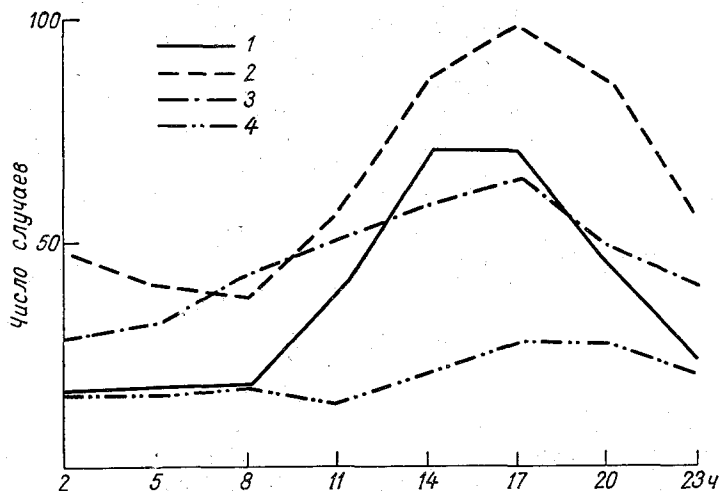


Рис. 2. Повторяемость (число случаев) кучево-дождевых облаков в различные часы суток за май—сентябрь.

1 — Ербогачен, 2 — Верхняя Гутара, 3 — Усть-Орда, 4 — Выдрино.

облаков незначительно и равно 27. Эти станции не располагают в каком-либо одном конкретном районе изучаемой территории. При этом формы рельефа в районе данных станций весьма разнообразны — от равнинного до отрогов хребтов.

Анализ полученных материалов позволяет сделать следующие выводы.

1. Наибольшее число дней с кучево-дождевой облачностью изучаемой части Восточной Сибири наблюдается на возвышенных формах рельефа, а именно в районе Восточного Саяна и в предгорий, хребтов Яблонового и Черского, Витимского и Платоского нагорий. Эти области можно считать наиболее пригодными для проведения работ по тушению лесных пожаров искусственными осадками. Минимальное число дней с Сб отмечено на побережье оз. Байкал и Иркутско-Черемховской равнине.

2. Для 50% рассматриваемой территории Восточной Сибири максимальное число дней с кучево-дождевыми облаками наблюдается в июле. На севере Иркутской области Сб имеют наибольшую

вторяемость в мае, а в северных и северо-восточных районах Закаралья в июле и августе.

3. Для 70% станций максимальное число отметок кучево-дождевых облаков приходится на 17 ч. В горных и прибрежных районах наблюдается смещение повторяемостей Сб на более поздние часы. В предгорьях Ангарского кряжа, хребта Кадар возможно более раннее наступление периода активной конвекции (14—17 ч).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Трихотко Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Л., Гидрометеиздат, 1968. 175 с.
- Сорниенко Е. Е. Основные требования к проведению эксперимента по воздействию на кучево-дождевые облака с целью искусственного регулирования осадков.— «Тр. УкрНИГМИ», 1971, вып. 103, с. 3—12.
- Будилова Е. П., Леншин В. Т. О краткосрочном прогнозе ареалов ливневого положения по данным вертикального зондирования атмосферы.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 62—78.
- Справочник по климату СССР, 1968, 1969, ч. 4, 5, вып. 22, 23, 279 с., 328 с., 272 с., 292 с.

Г. И. ОСИПОВА, Г. Н. ПРОХОРОВ

ОБЛАЧНЫЕ РЕСУРСЫ ДЛЯ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ И КОМИ АССР В ПОЖАРООПАСНЫЙ СЕЗОН

Введение

Вопросы активных воздействий на облака приобретают со временем все большее практическое значение. Так, в последние годы производится тушение лесных пожаров искусственно вызванными осадками. В связи с этим все разностороннее изучаются различные характеристики облаков. Возникла, например, необходимость изучить распределение по территории и во времени облачных ресурсов в районах проведения работ по тушению лесных пожаров. Одним из таких районов является Архангельская область и Коми АССР. Исследованию облачных ресурсов в пожароопасный сезон в этом районе и посвящена настоящая работа.

Методика отбора и анализа данных

Для исследования распределения облаков на обширной территории Архангельской области и Коми АССР были привлечены материалы 55 станций за 6 лет (1966—1971) по 8 срокам наблюдений в течение пожароопасного сезона (май—август). Выбор 6-летнего ряда обуславливался тем, что только с 1966 г. введен 8-срочные наблюдения (ранее они проводились по 4 срокам). Для анализа отбирались дни с кучево-дождевыми облаками.

В работе определялось среднее месячное и среднее за пожароопасный сезон число дней с кучево-дождевыми облаками, численное по наблюдениям в течение суток (по 8 срокам) и в данное время (9, 12, 15, 18 и 21 ч). Сутками или днем с кучево-дождевыми облаками считались такие сутки или день, когда хотя бы один из соответствующих сроков наблюдались облака.

Несмотря на сравнительную полноту материалов, 6-летний период наблюдений является слишком коротким, чтобы надежным образом охарактеризовать особенности распределения облачности. По этой причине для определения характера отклонений от нормы проводилось сравнение повторяемости кучево-дождевых облаков

пунктам и количества осадков по 40 пунктам за 6-летний и многолетний (по данным «Справочника по климату СССР») периоды пожароопасные месяцы (табл. 1). Кроме того, производилось сравнение с характером распределения числа пасмурных дней по нижней облачности [1].

Помимо данных по облачности, подсчитывалось среднее число дней со средней (III класс) и высокой (IV класс) пожароопасностью [4, 5] за отдельные месяцы и за весь пожароопасный период и проводилось сопоставление с числом облачных дней. Поскольку дней с пожароопасностью IV класса за 6 лет встретить мало, они были объединены с днями средней пожароопасности (III класс). Ежедневные данные о пожароопасности для станции за 6 лет (1966—1971) были любезно предоставлены Л. В. Столярчук (ЛенНИИЛХ).

Особенности распределения кучево-дождевых облаков

Территория Архангельской области и Коми АССР представляет собой равнину с отдельными возвышенностями — на восточном и западном краях, имеющий высоты до 370 м над уровнем моря, в центре и на западе района отдельные небольшие гряды, не превышающие 300 м (только на северо-западе встречаются высоты 336 м). По югу проходят Северные Увалы, высота которых над уровнем моря составляет не более 300 м. Характерной особенностью является изрезанность территории густой сетью крупных рек: Онеги, Северной Двины, Мезени, Печоры. Эти особенности рельефа, оказывая влияние на конвекцию, сказываются на территориальном распределении кучево-дождевых облаков.

Среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками рассматриваемой территории уменьшается с севера на юг от 19 (Мезень, Усть-Уса) до 7—10 дней (Шангалы, Кичменгский бор). Здесь и далее приведены средние величины, вычисленные за пожароопасный сезон по данным дневных наблюдений. Как видно из табл. 2, средние величины, вычисленные за дневное время, отличаются от данных, полученных по наблюдениям в течение суток, всего на 1—3 дня (в большинстве пунктов на 2 дня). Такое распределение облаков подтверждается и многолетними данными — повторяемостью кучево-дождевых облаков (табл. 1), уменьшающейся с северо-востока на юго-запад, и распределением по территории числа пасмурных дней по нижней облачности [1]. В тексте сравнение идет с числом пасмурных дней только по нижней облачности.

На фоне общего уменьшения к югу среднего числа дней с кучево-дождевыми облаками выделяются отдельные области с более высокими значениями. Это районы возвышенностей. Такой район отмечен у ст. Кедва-Вом, на восточном склоне Верхневымской горы, где среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками составляет 23, тогда как на окружающих станциях наблюдается в среднем всего 13—15 дней (рис. 1). Этот максимум

Таблица 1

Повторяемость кучево-дождевых облаков и количество осадков по 6-летним и многолетним (норма) данным за май—август

Станция	Повторяемость кучево-дождевых облаков, %		Количество осадков, мм	
	6 лет	норма	6 лет	норма
Мезень	13	19	175	184
Архангельск	9	13	210	221
Онега	4	9	223	218
Шенкурск	6	11	232	240
Котлас	4	16	197	245
Печора	19	19	221	217
Усть-Шугор	11	11	253	233
Ухта	9	9	227	210
Троицко-Печорское	11	12	270	231
Сыктывкар	13	17	219	233
Объячево	10	16	253	260
Вытегра	9	16	238	257
Емца			262	239
Шангалы			221	236
Няндомы			287	250
Кослан			227	245
Кедва-Вом			224	209

Таблица

Среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками в пожароопасный сезон

Станция	V		VI		VII		VIII		V—V	
	С	Д	С	Д	С	Д	С	Д	С	Д
Архангельск	13	10	14	11	16	14	16	14	15	
Мезень	18	15	19	16	19	16	21	18	19	
Кешино	11	10	13	10	13	11	16	14	13	
Борковская	13	11	13	12	16	14	19	17	15	
Лешуконское	14	12	14	13	15	12	16	14	15	
Койнас	15	13	16	15	19	16	19	17	17	
Пинега	11	11	18	15	19	17	20	17	17	
Карпогоры	10	9	15	13	17	13	15	13	14	
Онега	5	4	10	6	11	8	13	10	10	
Сура	17	15	20	18	22	19	22	20	20	
Емецк	17	15	20	18	22	18	23	19	20	
Калгачиха	8	6	13	10	13	10	12	10	12	
Емца	11	10	15	13	16	15	18	15	15	
Окуловская	10	9	13	11	15	13	15	13	13	
Двинский Березник	18	16	19	17	20	20	25	20	21	
Верхняя Тойма	2	1	4	4	6	4	6	4	4	
Яренск	8	6	11	9	13	12	12	9	11	

Станция	V		VI		VII		VIII		V—VIII	
	С	Д	С	Д	С	Д	С	Д	С	Д
ево	15	12	16	14	19	16	19	17	17	15
якурск	11	9	12	9	12	9	16	13	13	10
дома	16	13	17	15	18	16	19	16	17	15
сноборск	10	9	12	10	14	13	14	12	13	11
гополь	20	18	22	19	24	21	23	21	22	19
лас	13	11	11	9	16	13	12	9	14	11
нгалы	11	9	13	11	12	10	12	11	12	10
ьск	3	2	5	5	7	6	6	4	5	4
оша	13	11	14	11	16	11	15	13	14	12
о-Уса	20	18	18	16	17	16	20	18	19	17
о-Цильма	15	13	18	16	19	17	19	16	18	16
ора	20	19	20	18	19	18	22	21	20	19
кинская	11	10	14	11	13	11	17	15	14	12
ицко-Печор-	12	11	14	11	16	13	16	15	15	12
ое										
ель	18	15	16	15	16	13	18	16	17	15
о-Щугор	17	15	16	14	15	14	18	16	17	15
яна	12	10	14	11	16	14	17	15	15	12
ь	13	10	16	14	19	16	19	17	16	15
за-Вом	22	21	25	24	25	23	27	26	25	23
зво	16	15	19	16	18	16	20	19	18	16
и	12	11	15	13	15	13	17	14	15	13
ган	10	8	15	13	18	15	18	17	15	13
ю	14	12	17	16	19	17	19	18	17	16
иль	10	8	10	9	13	12	15	13	12	10
оздино	16	14	18	16	20	17	19	18	18	16
а	12	8	12	9	15	12	15	13	13	11
Кулом	16	13	18	14	20	18	18	16	18	15
гивкар	14	13	16	15	20	17	19	17	17	16
-Нем	17	15	16	14	18	15	16	14	17	14
идино	10	8	12	10	16	14	13	11	13	11
ошь	14	13	16	13	20	17	18	17	17	15
гра	10	7	12	11	15	13	15	13	13	11
чево	13	12	16	13	19	15	15	13	16	13
енгский Го-	6	5	9	7	9	7	8	7	8	7
док										
ма	13	11	16	13	18	16	17	16	16	14
озаводск	8	6	12	10	17	12	15	13	13	10
авала	13	11	16	13	18	16	16	14	16	13
нград	8	6	10	9	15	13	11	9	11	9

Примечание. С — сутки, Д — день.

верждается многолетними данными по числу пасмурных дней увеличением осадков по сравнению с нормой (табл. 1). Такое же возрастание среднего числа дней с кучево-дождевыми тучами по сравнению с равниной наблюдается на Няндомской вышенности, где она составляет 15 дней, при 9—11 днях на лежащих станциях (рис. 1). И эта область по многолетним данным также подтверждается увеличением числа пасмурных

дней. Так же как и в Кедва-Вом, здесь отмечается увеличение осадков в течение рассмотренных 6 лет по сравнению с нормой (табл. 1).

Повышенным числом дней с кучево-дождевыми облаками востоке района характеризуются станции, расположенные на сточных и северных склонах Тиманского кряжа и Северных Углов (Помоздино, Усть-Нем, Усть-Кулом, Сыктывкар). В этих пунктах среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками составляет 14—16 на фоне 9—11 на окружающих станциях.

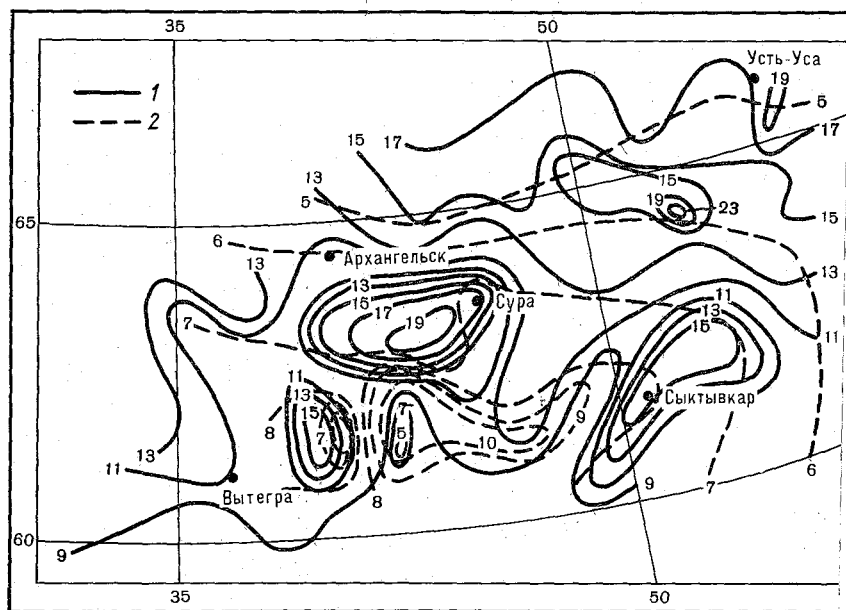


Рис. 1. Среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками (1) и среднее месячное число дней с пожароопасностью III—IV классов (2) за май и август.

(рис. 1, табл. 2). По многолетним данным этот район также выделяется повышенными значениями числа пасмурных дней с преобладанием кучево-дождевых облаков, но за 6-летие повторность кучево-дождевых облаков и количество выпавших осадков здесь меньше нормы.

Станции Сура, Емецк, Двинский Березник являются еще одним районом с повышенным средним числом дней с кучево-дождевыми облаками (18—19 при общем фоне 11—13). Это увеличение с него числа дней с облачностью подтверждается увеличением количества осадков за этот же период (6 лет), но по многолетним данным числа пасмурных дней этот район не выделяется. Можно, это объясняется особенностями использованного короткого периода.

а наблюдений. Малым средним числом дней с кучево-дождевыми облаками выделяются станции, расположенные в долинах Северной Двины (при впадении в нее Вычегды), Вычегды (уже Сыктывкара) и Ваги (рис. 1, табл. 2). Здесь среднее число дней с кучево-дождевыми облаками составляет 10—11 (Шенкурск, Асноборск, Котлас, Шангалы, Вельск и др.). Особенно резкое уменьшение числа дней с кучево-дождевыми облаками отмечено на станциях Верхняя Тойма и Вельск, где наблюдалось в среднем 3—4 облачных дня, что связано, возможно, с ошибками в определении форм облаков. Во всех этих пунктах по многолетним данным отмечались более низкие значения повторяемости дней с кучево-дождевыми облаками и числа пасмурных дней, за 6-летнее количество осадков зафиксировано меньше нормы.

Подобный характер распределения числа дней с кучево-дождевыми облаками по территории получился не только в целом за пожароопасный период, но и за его отдельные месяцы (табл. 2). Составление данных 6-летнего ряда наблюдений по кучево-дождливой облачности и осадкам с многолетними данными подтверждает реальность полученного распределения этой облачности по территории и показывает, что полученные результаты были лишь на северо-востоке района близкими к норме или несколько превысили ее, а на остальной территории они были ниже нормы, за исключением некоторых возвышенностей.

В отдельные годы и месяцы число дней с кучево-дождевыми облаками отличается от среднего значения за данный месяц и от среднего за пожароопасный период. На станциях с малым средним числом облачных дней в отдельные годы встречались месяцы, когда кучево-дождевые облака не наблюдались совсем (Вельск — июль 1970 г., Верхняя Тойма — июнь 1969 г.) или отмечались лишь в течение 6—7 дней (Котлас — июнь 1970 г., Шенкурск — июль 1967 г. и др.). На этих же станциях встречались месяцы, когда кучево-дождевые облака наблюдались в течение 18—19 дней (Шенкурск — август 1968 и 1971 гг., Котлас — июль 1969 г. и т.д.). На станциях со значительным средним числом облачных дней, например Кедва-Вом, Няндомы, Помоздино, в отдельные месяцы кучево-дождевые облака отмечались в течение 10 дней (Кедва-Вом — май 1969 г., Няндомы — июнь 1969 г., Помоздино — июнь 1970 г.), а в августе 1966, 1968 и 1969 гг. (Кедва-Вом) и июле 1966 и 1968 гг. (Помоздино) были зафиксированы в течение 28 (даже 30 дней).

Максимум кучево-дождевых облаков отмечался преимущественно от 15 до 18 ч.

В сезонном ходе (в месяцы пожароопасного периода) максимум числа дней с кучево-дождевыми облаками приходился на август в районе к востоку от 39° в. д. и севернее 61—62° с. ш., на основной территории — на июль (часть станций имеет двойной максимум — июль и август). Лишь в трех пунктах максимум наблюдался в июне. Из-за малого периода наблюдений возможна территориальная изменчивость этих максимумов.

Число дней с пожароопасностью III—IV классов и облачные ресурсы

В настоящей работе вычислялось среднее месячное число дней с пожароопасностью III—IV классов за отдельные месяцы и в пожароопасный период. Как уже отмечалось выше, ежедневные сведения о пожароопасности получены из ЛенНИИЛХа. Следует обратить внимание на то, что для юго-западного района, составляющего примерно 30% рассматриваемой площади, сведения о римости получены по 9 пунктам, а для остальной территории — 12. Таким образом, юго-запад освещен сравнительно детально, а остальная часть — более схематично.

Увеличение среднего числа пожароопасных дней III—IV классов происходит с севера на юг — от 5 дней в направлении станций Пинегга—Усть-Уса до 11 дней в районе Шенкурска — Котла. В таком же направлении увеличивается и число дней с грозой [1]. Грозы, по-видимому, и являются основной причиной пожаров на севере ЕТС.

Таким образом, анализ распределения среднего за сезон числа дней с кучево-дождевыми облаками и пожароопасных дней III—IV классов на данной территории показывает, что в целом распределение этих величин над севером ЕТС имеет обратный ход: число дней с кучево-дождевыми облаками уменьшается с севера на юг, а число дней с пожароопасностью увеличивается с севера на юг (за исключением рассмотренных замкнутых областей с более высокими значениями среднего числа дней с кучево-дождевыми облаками).

В среднем в месяцы пожароопасного сезона на рассмотренных станциях число дней с пожароопасностью III—IV классов колеблется от 0 до 13 (табл. 3), а в отдельные годы оно изменялось от 0 до 23.

Максимальное среднее месячное число дней с пожароопасностью III—IV классов приходилось на июнь—июль и только в трех пунктах — на август (табл. 3). Максимальное количество дней с кучево-дождевыми облаками отмечалось в июле—августе, т. е. июль является месяцем, в котором отмечены максимумы обеих этих величин, но вероятность совпадения этих максимумов на конкретных станциях весьма мала.

Среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками в большинстве пунктов превышает число дней с пожароопасностью III—IV классов (табл. 2 и 3, рис. 2). В отдельные месяцы пожароопасного периода это превышение составляет 1—17 дней. Лишь в 5 пунктах (из 21) в районе наибольшего числа пожароопасных дней (долинах Северной Двины, Вычегды, Ваги) среднее число дней с пожароопасностью III—IV классов превышает в отдельные месяцы число дней с кучево-дождевыми облаками. Однако в каждом пункте лесной зоны в отдельные месяцы и годы с вероятностью от 3 до 10% встречаются случаи, когда число дней с пожароопасностью III—IV классов превышает число дней с кучево-

Среднее месячное число дней с пожароопасностью III—IV классов
кучево-дождевыми облаками только в дни с пожароопасностью III—IV кл.

Станция	Пожароопасные дни					Облачные дни				
	V	VI	VII	VIII	V—VIII	V	VI	VII	VIII	V—VIII
Архангельск	1,3	10,5	9,2	2,0	6,3	0	2,8	2,0	0,5	1,3
Няндома	0,6	4,5	9,8	5,0	5,0	0	1,7	4,6	1,2	1,9
Шенкурск	1,0	8,1	11,3	10,6	7,7	0,6	3,5	4,5	5,5	3,5
Кослан	3,2	9,3	10,0	4,8	6,8	1,2	2,2	3,6	0,5	1,9
Няндома	4,5	9,7	8,3	6,8	7,3	0,2	0,8	0,5	0,2	0,4
Шенкурск	4,0	11,3	8,6	6,6	7,6	0,3	1,6	1,3	1,6	1,2
Няндома	8,3	9,3	7,5	6,8	8,0	1,6	2,6	1,5	0,6	1,6
Шенкурск	6,0	13,3	13,3	8,6	10,6	0,3	3,0	1,8	2,1	1,8
Няндома	2,6	8,0	7,5	6,1	6,0	0,1	2,0	0,4	2,0	1,1
Шенкурск	4,8	9,3	9,5	11,5	8,8	0,8	1,2	1,9	3,1	1,9
Кослан	4,9	11,8	6,3	8,3	7,9	1,0	4,3	1,4	2,3	2,2
Шенкурск	6,3	11,5	11,1	11,5	10,1	0,1	1,3	2,6	1,7	1,4
Няндома	5,6	11,5	9,0	9,3	8,8	0,7	2,9	1,8	1,9	1,9
Шенкурск	6,3	1,3	9,6	9,8	9,7	0,1	2,1	0,1	0,8	0,8
Няндома	0	3,5	11,0	4,8	4,8	0	1,0	2,9	1,3	1,3
Шенкурск	0,5	6,3	7,7	5,8	5,1	0,3	2,5	2,7	2,6	2,1
Няндома	0,3	6,2	10,5	6,0	5,7	0	1,3	2,5	1,8	1,4
Шенкурск	1,0	8,0	11,9	6,3	6,8	0,2	2,0	2,8	0,3	1,3
Кослан	1,3	8,5	12,3	7,2	7,3	0,2	2,7	2,0	3,2	2,3
Няндома	2,0	9,0	7,4	5,4	5,0	0,2	1,3	1,1	1,5	1,1
Шенкурск	5,3	10,5	8,0	9,3	8,4	2,1	3,7	2,0	2,6	2,3

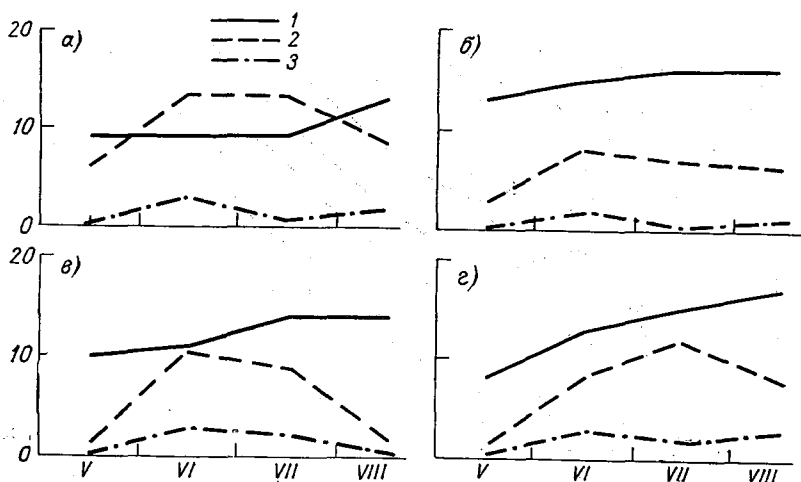


Рис. 2. Сезонный ход среднего месячного числа дней с кучево-дождевыми облаками (1), с пожароопасностью III—IV классов (2) и с кучево-дождевыми облаками только при пожароопасности III—IV классов (3).

а — Шенкурск, б — Няндома, в — Архангельск, г — Кослан.

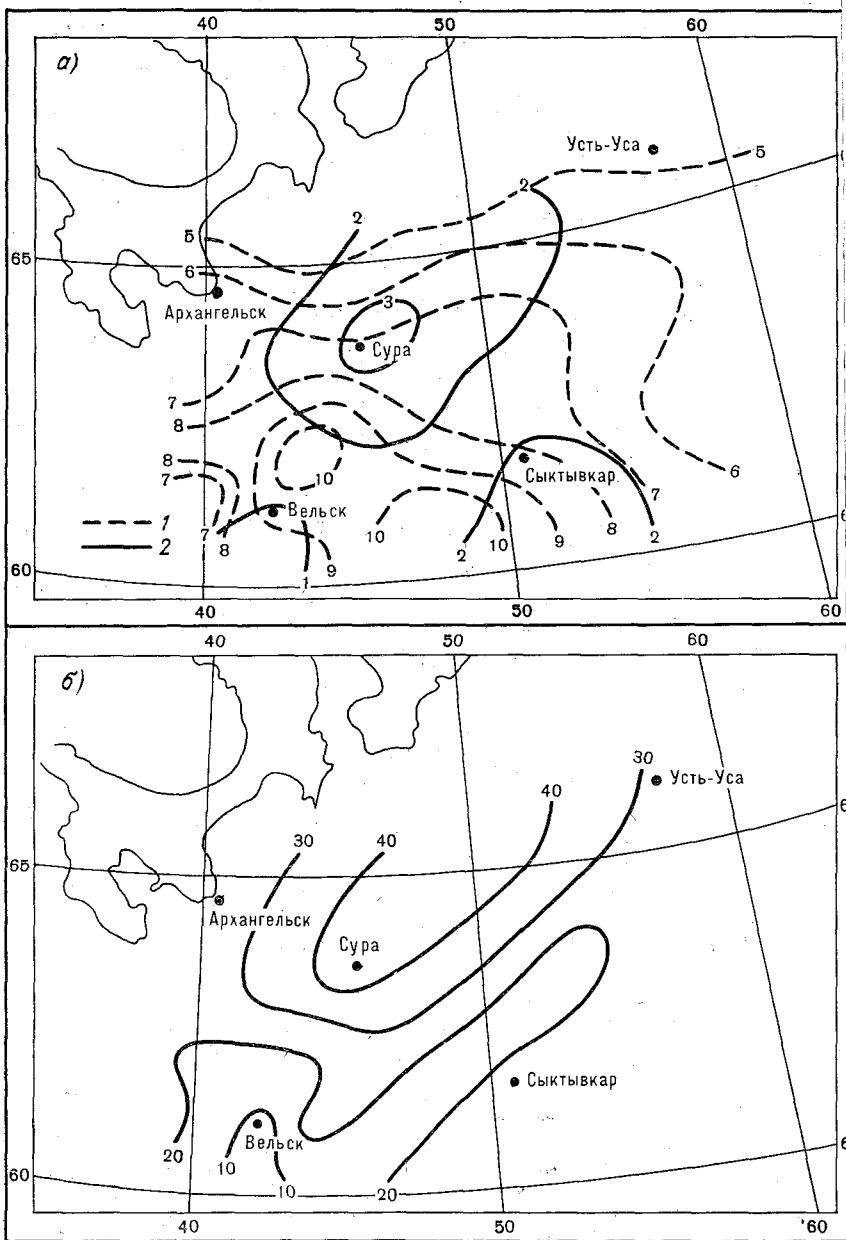


Рис. 3. Распределение по территории в среднем за сезон (май—август) числа дней с кучево-дождевыми облаками в дни только с пожароопасностью III—IV классов (а) и вероятности числа таких дней (б).

1 — среднее месячное число пожароопасных дней III—IV классов, 2 — среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками только в дни с пожароопасностью III—IV классов.

ждевыми облаками. Это превышение колеблется от 1—5 до —18 дней, причем самих случаев превышения за 6 лет было больше в пунктах, где больше дней с пожароопасностью III—классов.

Кучево-дождевые облака в дни только с пожароопасностью I—IV классов отмечались редко. В среднем за сезон, по данным станции, таких дней наблюдалось от 0,4 (Верхняя Тойма) до 1 (Сура), для всей территории преобладающими являются величины 1—2 дня (табл. 3, рис. 3 а).

Область наибольшего числа дней с кучево-дождевыми облаками (3,5—2,1) приходится на районы станций Сура—Усть-Ильма, т. е. в этом районе в 40—45% случаев в дни с пожарной опасностью III—IV классов отмечались кучево-дождевые облака. На остальной территории эти величины составляли порядка 14—16%. На юге территории, где среднее число дней с пожароопасностью III—IV классов наибольшее (10), они были равны 14—16% (рис. 3 б) и лишь в Верхней Тойме и Вельске — 5 и 8% соответственно. Эти величины (табл. 3, рис. 3) относятся к дням средней и высокой пожарной опасности.

Среднее число дней за сезон, в которые возможны воздействия кучево-дождевые облака с профилактической целью, можно получить по 21 станции, для которых имеются сведения о пожарной опасности III—IV классов. Представление об этих величинах даст разница между средним числом дней с кучево-дождевыми облаками и средним числом дней с кучево-дождевыми облаками в дни только с пожароопасностью III—IV классов (табл. 1 и 3). В среднем за сезон это число колеблется от 3 (Верхняя Тойма) до 17 (Каргополь).

Таким образом, полученные данные позволяют сделать некоторую оценку облачных ресурсов севера Европейской территории СССР, необходимую для проведения работ по тушению лесных пожаров.

Выводы

1. Среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками пожароопасный сезон над территорией Архангельской области Коми АССР уменьшается с севера на юг от 17—19 (Мезень, Воркута) до 9—12 (Шенкурск, Котлас, Красноборск и др.). На фоне общей закономерности выделяются отдельные замкнутые области с более высокими значениями числа дней с кучево-дождевыми облаками (Кедва-Вом, Няндом, Помоздино, Двинский Бельзник, Емецк, Сура).

2. Число дней с кучево-дождевыми облаками в некоторые месяцы отдельных лет на станциях, защищенных от преобладающих ветров (долины рек, подветренные склоны), составляло 1—14, а на открыто расположенных станциях 12—20 и в отдельных пунктах до 30. Максимум в большинстве пунктов наблюдался в июле—августе.

3. Среднее за сезон число дней с пожароопасностью III—IV классов увеличивается с севера на юг от 5 (Кепино, Усть-Уса) до 10 (Шенкурск, Вельск, Котлас). Таким образом, наибольшая пожароопасность оказывается в районах, где наименьшее число дней с ресурсными облаками. Максимальное число дней с пожароопасностью III—IV классов приходилось на июнь—июль.

4. В среднем за пожароопасный сезон число дней с кучево-дождевыми облаками в большинстве пунктов превышает число дней с пожароопасностью III—IV классов (до 11).

5. Дни с кучево-дождевыми облаками при состоянии средней и высокой пожарной опасности (III—IV классы) отмечались редко, в среднем по территории за сезон они составляли 14—30% числа пожароопасных дней, максимальное значение наблюдалось в районе ст. Сура (45%).

6. Среднее за сезон число дней, в которые возможны воздействия с профилактической целью, составило 3—17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Справочники по климату СССР, 1968, ч. 4, 5, вып. 1. 348 с., 371 с.
2. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Л. Гидрометеиздат, 1968. 175 с.
3. Корниенко Е. Е. Основные требования к проведению эксперимента по воздействию на кучево-дождевые облака с целью искусственного регулирования осадков.—«Тр. УкрНИГМИ», 1971, вып. 103, с. 3—12.
4. Гриценко М. В., Шабунина Т. А. К расчету показателя горимости лесов. В кн.: Методические указания Гидрометцентра СССР. М., Изд. Гидрометцентра СССР, 1967. 12 с.
5. Вонский С. М., Жданко В. А. Методические указания по составлению и применению местных шкал пожароопасности в лесу. Л., изд. ЛенНИИЛ. 1969. 22 с.
6. Оренбургская Е. В., Сумин Ю. П. Исследование условий, благоприятных для воздействий в пожароопасных районах Забайкалья.—См. настоящий сб., 74—80.

ОБЛАЧНОСТЬ И ОСАДКИ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ УСЛОВИЯХ ВЛАЖНОСТИ В АТМОСФЕРЕ В МЕСЯЦЫ ТЕПЛОГО ПЕРИОДА

В настоящее время остается еще недостаточно изученным вопрос о количественной связи облачности и осадков с другими метеорологическими характеристиками. Это создает трудности при прогнозе. Установление таких количественных связей требует продолжительных исследований условий развития облаков разных форм и количества, а также выпадения осадков. В частности, важно выяснить особенности развития облачности и выпадения осадков в зависимости от условий влажности в атмосфере.

В работах [1—4] проанализирована связь развития облачности с характеристиками влажности атмосферы (суммарными дефицитами точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мб, средней относительной влажностью в слое 850—500 мб, влагосодержанием атмосферы до высоты 500 мб) в месяцы теплого полугодия для различных по увлажнению районов Европейской территории СССР. Настоящая работа является продолжением этих работ. В ней наряду с пятилетними, но и девятилетними данными (Ленинград, 1954—1962 гг.) рассмотрена вероятность развития облачности и выпадения осадков по более узким, чем ранее (десятиградусным), градациям суммарных дефицитов точки росы, позволяющим более выделить интервалы наиболее высокой вероятности облачности и осадков.

Кроме того, в работе проведено графическое сопоставление хода вероятности случаев облачности и осадков и случаев с различными суммарными дефицитами точки росы по различным градациям $\Sigma(t - \tau)$ и внутри заданных градаций. Для использования материалов учтенных наблюдений (12- и срочных) за облаками и осадками и данные радиозондирования в месяцы теплого периода. В работе приводятся данные только для случаев разных сезонов (апреля, июля, сентября) по равнинным

станциям Европейской территории СССР, расположенным в различных по увлажнению районах (Ленинград, Курск, Киев, Саратов, Ростов-на-Дону).

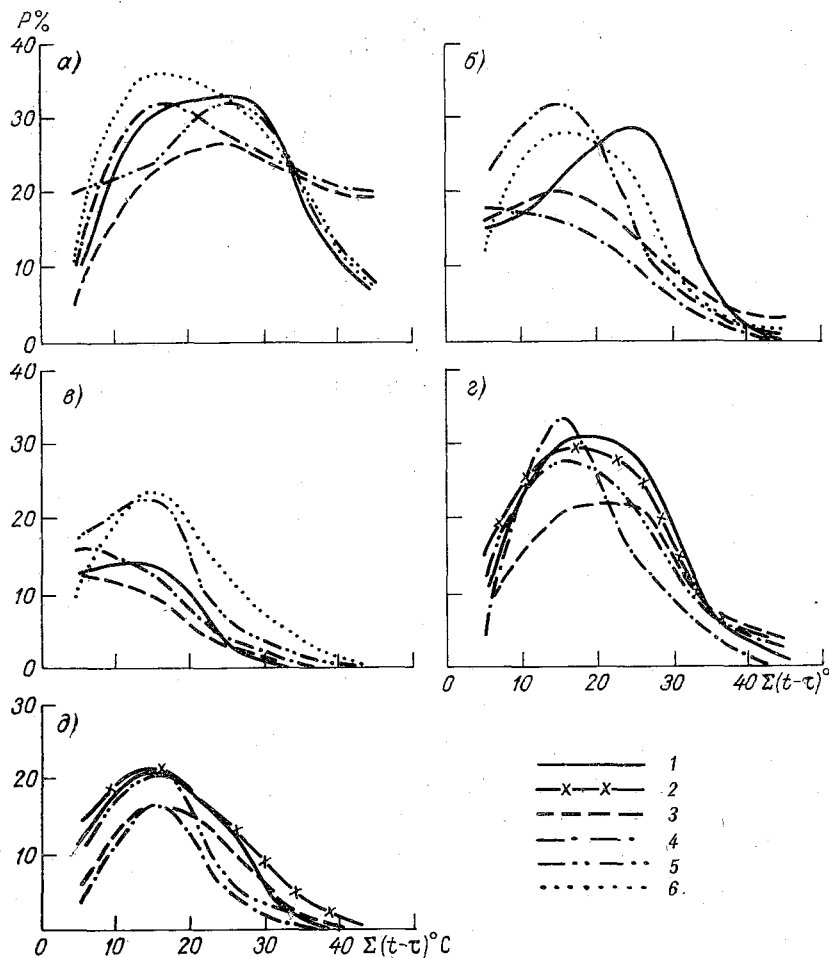


Рис. 1. Вероятность (%) числа случаев различных значений влажности атмосферы в июле (а), облачности в апреле (б) и июле (в), осадков в апреле (г) и июле (д) при различных значениях суммарных дефицитов точки росы.

1 — Ленинград (5 лет), 2 — Ленинград (9 лет), 3 — Саратов, 4 — Ростов-на-Дону, 5 — Киев, 6 — Курск.

На рис. 1 по оси абсцисс отложены значения суммарных дефицитов точки росы $\sum (t - \tau)$, полученные по данным на уровнях 850, 700 и 500 мб, а по оси ординат — вероятность $P\%$ с

ев облачности, осадков и различной влажности атмосферы в пунктах от всех случаев наблюдений. Как видно из рисунка, величины различной влажности атмосферы имеют наибольшие вероятности (от 19 до 38%) во всех рассмотренных пунктах в месяцы плохого полугодия при суммарных дефицитах точки росы от 10 до °С или от 20 до 30°С. Меньшую вероятность (11—24%) имеют случаи с наиболее высокой влажностью атмосферы, т. е. с суммарными дефицитами точки росы от 0 до 10°С. Но при этом в апреле вероятность таких значений влажности в атмосфере (от 0 до °С) больше (15—24%), чем в летние месяцы и в сентябре, когда вероятность этой влажности составляет 4—19%.

Вероятность низких значений влажности атмосферы, т. е. вероятность $\Sigma(t - \tau)$ от 30 до 40°С и выше, сильно различается в разных пунктах и в различные месяцы. Наибольшая вероятность таких значений влажности (22—28%) наблюдается в районах недостаточного увлажнения (Саратов, Ростов-на-Дону) в летние месяцы и в сентябре (для суммарных дефицитов точки росы от 30 до 40°С) и меньше эта вероятность в районах умеренного увлажнения (14—20%). На этих примерах видна зависимость величин различной влажности в отдельных пунктах от их климатических условий.

Несколько иначе распределяется осадкообразующая облачность. Она развивается в широком диапазоне значений влажности атмосферы, т. е. при суммарных дефицитах точки росы от 0—5 до 35—40°С [2—4]. Из рис. 1 видно, что наибольшая вероятность развития облачности (19—34%) приходится в основном на интервал суммарных дефицитов точки росы от 10 до 20°С, в отдельные месяцы максимум приходится на интервал от 20 до 30°С. Меньшую вероятность (11—24%) имеет развитие облачности при суммарных дефицитах точки росы от 0 до 10°С. Еще меньше (1—2%) во всех пунктах вероятность развития облачности при низкой влажности, т. е. при суммарных дефицитах точки росы в атмосфере от 30 до 40°С. При такой влажности еще наблюдается осадкообразующая облачность, но при суммарных дефицитах точки росы выше 40°С (точнее, выше 37°С) уже наблюдается не осадкообразующая облачность, не дающая осадков, *Си hum.*, *Си med.*, особенно *Sc*.

Что касается выпадения осадков, то наибольшая вероятность (14—28%) приходится в основном на интервалы наиболее высоких значений влажности в атмосфере, т. е. на суммарные дефициты точки росы от 10 до 20°С. Меньше (2—14%) вероятность выпадения осадков при суммарных дефицитах точки росы от 20 до 30°С, а при 30—40°С осадки почти отсутствуют (их вероятность около 1%). При суммарных дефицитах точки росы выше 37°С выпадения осадков не отмечалось.

Случаи осадков на фоне очень низких значений влажности атмосферы связаны с прохождением фронта и резким возрастанием влажности в зоне фронта в момент его прохождения. На рис. 1 представлено также распределение влажности, облачности и осад-

ков за 9 лет по ст. Ленинград. Как видно, оно близко к распределению за 5 лет.

Рассмотрение развития облачности и выпадения осадков внутри каждого из учитываемых интервалов значений влажности атмосферы показывает, что возможность (активность) возникновения облачности и выпадения осадков различна в разных диапазонах влажности. Естественно, что она выше при более высоких значениях влажности. Это видно из рис. 2, где по оси абсцисс отложены значения суммарных дефицитов точки росы $\sum (t - \tau)$, а по о

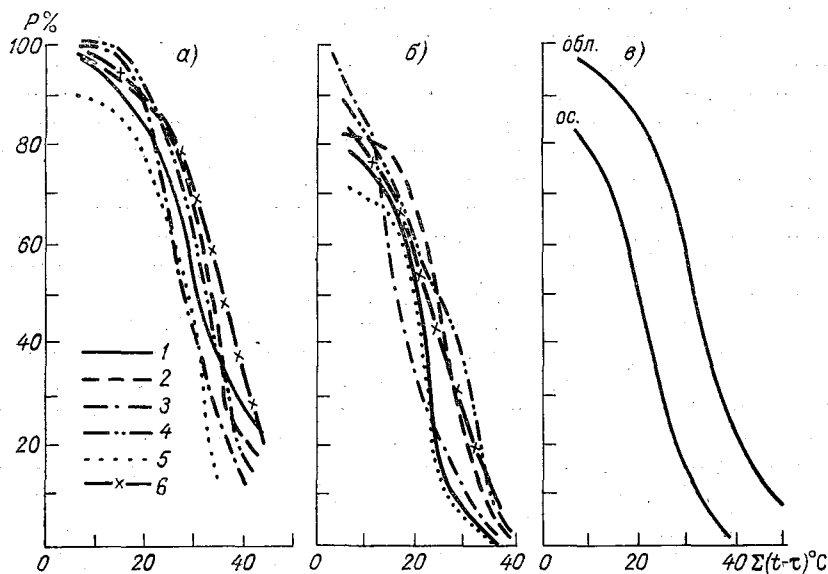


Рис. 2. Вероятность (%) числа случаев различных значений облачности в отдельных пунктах (а) и осадков в них (б), а также облачности и осадков, осредненных по всем пунктам (в) в определенных интервалах значений суммарных дефицитов точки росы.

1 — Ленинград (5 лет), 2 — Саратов, 3 — Ростов-на-Дону, 4 — Киев, 5 — Курск, 6 — Ленинград (9 лет).

ординат — вероятность $P\%$ облачности и осадков в каждом заданном интервале значений влажности атмосферы в процентах от всех случаев с данной влажностью.

Из рисунка видно, что кривые вероятности облачности (осадков) для разных месяцев и различных пунктов близки между собой (в том числе и ход кривых по 5- и 9-летним данным для Ленинграда). Это позволяет представить графически вероятность облачности и осадков в условиях заданной влажности атмосферы, выраженной через суммарные дефициты точки росы (рис. 2 в).

Как видно из рис. 2 а, при суммарных дефицитах точки росы 0 до 10°С вероятность образования облачности составляет 93—100% всех случаев с этой влажностью. Иначе говоря, наличие облачности при такой высокой влажности в атмосфере практически достоверно.

Что касается выпадения осадков в этом диапазоне значений суммарных дефицитов точки росы (0—10°С), то вероятность их составляет 70—100% в отдельном пункте наблюдений (рис. 2 б), вокруг него в радиусе 150—200 км, как показано в работах [3, 4], осадки выпадают в 90—100% случаев. Эти результаты могут быть использованы при прогнозе.

При суммарных дефицитах точки росы в атмосфере от 10 до 20°С вероятность появления осадкообразующих облаков (рис. 2 а) составляет 70—100% в отдельном пункте, а вероятность осадков (рис. 2 б) изменяется в широких пределах — от 30 до 80%.

В диапазоне суммарных дефицитов точки росы в атмосфере от 20 до 30°С происходят очень резкие колебания вероятности развития облаков (33—90%) и выпадения осадков (3—72%), связанные, очевидно, с большим разнообразием конкретных синоптических условий, при которых такие значения влажности в атмосфере встречаются. При суммарных дефицитах точки росы выше 30°С в пункте наблюдения осадки не выпадают.

Использование данных не только за 5-летний период наблюдений, но и за 9 лет и рассмотрение распределения значений влажности (в дневной срок), случаев облачности и осадков по сравнительно узким десятиградусным интервалам суммарных дефицитов точки росы позволяет выделить вероятности (в том числе наиболее высокие) различных условий развития облаков и выпадения осадков.

Из приведенных данных можно сделать следующие выводы.

1. Наибольшая вероятность развития облачности (93—100%) выпадения осадков (70—100%) в отдельном пункте и в радиусе 150—200 км вокруг него (90—100%) приходится на интервал суммарных дефицитов точки росы от 0 до 10°С (в процентах от всех случаев с такой влажностью). Однако в месяцы теплого периода вероятность таких значений суммарных дефицитов точки росы не превышает 25%.

2. Максимальная вероятность развития осадкообразующих облаков и выпадения осадков в большинстве пунктов и месяцев приходится на интервал суммарных дефицитов точки росы от 10 до 20°С (среди всех значений дефицитов). При этих значениях $t - \tau$ облачность развивается в 70—100% случаев с данной влажностью в отдельном пункте, а вероятность выпадения осадков колеблется от 30 до 80%. Максимальная вероятность самих суммарных дефицитов точки росы, встречающихся в теплый период, приходится также на 10—20°С или на 20—30°С.

3. При суммарных дефицитах точки росы выше 37°С в отдельном пункте осадки не выпадают в данный срок наблюдения.

Выводы 1 и 3 имеют прогностическое значение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Осипова Г. И. Развитие облачности в связи с влагосодержанием и переносами влаги в атмосфере.— «Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 163—178.
2. Осипова Г. И. Развитие облачности в связи с характеристиками влажности атмосферы.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 278, с. 121—132.
3. Осипова Г. И. Развитие облачности и выпадение осадков при различных значениях влажности атмосферы на юге Европейской территории СССР в теплый период.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 95—104.
4. Осипова Г. И. Возможность использования данных наземных наблюдений над облаками при определении числа дней, благоприятных для искусственных воздействий.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 239, с. 146—157.
5. Осипова Г. И., Прохорова Г. Н. Развитие облачности и выпадение осадков из нее в зависимости от характеристик влажности атмосферы в различных по увлажнению районах.— «Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 38—50.

А. П. ЧУВАЕВ, Е. В. ОРЕНБУРГСКАЯ, В. Т. ШВАРЦ

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГРОЗОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В РАЙОНЕ ЮЖНОГО ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

На формирование конвективных облаков, как и связанных с ними осадков и гроз, влияет много факторов. Основным из них является аэросиноптическая ситуация, благоприятствующая или противодействующая развитию конвекции. Однако она не может объяснить постоянного существования пространственных неоднородностей в развитии процессов мощной конвекции, в том числе возникновения гроз. Поэтому в настоящее время приобретает более важное значение исследование влияния местных физико-географических условий формирования этих процессов.

Так, уже давно [1, 4, 7] было обращено внимание на неравномерность распределения осадков в сложных орографических условиях. В работе [5] указывается, что Среднерусская возвышенность также оказывает существенное влияние на распределение осадков. синоптического опыта известно, что возвышенность стимулирует развитие конвективных облаков. В последнее время это было подтверждено и результатами анализа спутниковых изображений. Однако до сих пор не было публикаций, посвященных детальному исследованию влияния отдельных районов Среднерусской возвышенности на формирование облаков мощной конвекции и связанных с ними осадков и гроз.

Исходя из этого ставится задача: на основании анализа данных многолетних наблюдений и учета конкретного сочетания физических характеристик местности отдельных микрорайонов изучить особенности формирования в них грозовых процессов.

По нашему мнению, опубликованные в [8] данные могут быть дополнены весьма важными сведениями о распределении продолжительностей и среднем числе гроз, о суточном ходе их возникновения, а также наиболее важной их совокупной характеристикой, которую мы будем называть «суточным ходом грозовой активности». Использование всех перечисленных выше дополнительных данных вместе с данными, опубликованными в [8], даст более полную характеристику грозовой деятельности района.

Характеристика физико-географических особенностей изучаемого района

Как известно, в центральной части Среднерусской возвышенности главная водораздельная гряда холмов проходит в направлении с северо-запада на юго-восток вблизи пунктов Поныри, Щигры, Тим, Богородицкое-Фенино, Скородное, Короча.

Исходя из отмеченной выше необходимости учета конкретного сочетания физических характеристик местности отдельных районов и фактического наличия и расположения метеорологических станций, освещающих их режим, нам представляется целесообразным выделить в центральной части Среднерусской возвышенности три отдельных физико-географических комплекса. Центральной зоной первого из них является водораздел бассейнов рек Оки, Сейма и Дона. Второй комплекс представляет собой широтную зону в центре которой расположен г. Щигры. Третий, более южный физико-географический комплекс расположен в зоне Тимской гряды и окружающей ее местности. В этом районе метеорологическая сеть оказалась более плотной и потому по нему прежде всего были выполнены все названные выше обработки наблюдений за грозами, изучению результатов которых и посвящена настоящая статья.

Грозовая деятельность в северной части центральной зоны этого комплекса будет характеризоваться данными наблюдений ст. Тим, расположенной на высоте 263 м. Заметим, что в северной части Тимской гряды, несколько южнее метеостанции, максимальная отметка высот составляет 274 м, в южной части этой гряды она достигает 268 м в районе пункта Вязовые, расположенного несколько восточнее р. Донской Семицы, южного притока р. Сейма. 277 м несколько восточнее пункта Скородное, расположенное почти у самого истока р. Корочи (левого притока р. Северный Донец). Метеорологический режим этого района будут характеризовать данные ст. Богородицкое-Фенино, расположенной на высоте 221 м на водоразделе рек Сейм и Оскол. Западная часть этого комплекса будет освещена данными ст. Обоянь, расположенной на правом, высоком и крутом берегу р. Псел на высоте 190 м, а также ст. Ржава, расположенной на водоразделе верховий р. Псел и Сейм на высоте 244 м. Восточная часть комплекса будет представлена наблюдениями только на одной ст. Старый Оскол, расположенной в сильно овражном меловом районе на пологом низком левом берегу р. Оскол, на высоте 150 м.

Характеристика общей длительности периода наблюдений, числа использованных лет (с учетом перерывов в работе станции) а также общего числа строго зарегистрированных гроз, как повторяемости гроз различной продолжительности на каждой упомянутой станции, представлены в табл. 1. В ней же приводятся отдельно сведения о всех грозах, имевших продолжительность более 3 ч, в виде их среднего многолетнего числа и доли их (в процентах) от всех гроз, учтенных наблюдениями за весь исследуемый

иод. Поскольку сравнение среднего числа гроз и среднего числа дней с грозами не лишено научного и практического интереса, мы сочли возможным (несмотря на сделанные выше оговорки о не всегда строгой фиксации начала и конца гроз на некоторых станциях) по всей используемой здесь группе станций привести в табл. 1 и эти характеристики.

Сразу оговорим, что все изучаемые в настоящей работе осредненные характеристики гроз мы считаем статистически значимыми лишь в сумме за весь теплый период (апрель—октябрь) и потому всех ниже приводимых таблицах они будут представлены только для этого периода.

Из табл. 1 следует, что внутри рассматриваемого физико-географического комплекса не прослеживается связи между высотой расположения пунктов наблюдений и средним числом дней с грозами, как и средним числом гроз на них, так как самые большие равные значения первой характеристики отмечаются как на наиболее высоко расположенной ст. Тим, так и на наиболее низко расположенной ст. Старый Оскол.

Между двумя западными и весьма близко расположенными станциями Обоянь и Ржава разность высот составляет более 50 м, среднее число дней с грозами оказывается также одинаковым. Если касается среднего числа гроз, то оно уже оказывается существенно большим на более низкой ст. Обоянь по сравнению со Ржава и самым большим внутри всего рассматриваемого района на наиболее низко расположенной ст. Старый Оскол.

По-видимому, часто отмечаемая зависимость между высотой местности и средним числом дней с грозами является справедливой лишь при сравнении отдельных относительно обширных физико-географических районов (например, таких, как вся центральная часть Среднерусской возвышенности и Окско-Донская низина), могущих оказывать общее воздействие на эволюцию отдельных атмосферных возмущений. Внутри же отдельных физико-географических районов и даже внутри каждого физико-географического комплекса эта связь не может обнаруживаться, так как развитие любой грозы всякий раз определяется сложной взаимозависимостью ряда физических параметров, влияющих на количество и интенсивность генерирования эффективных термиков [2, 12]. В то же время в рассматриваемом физико-географическом комплексе прослеживаются относительно устойчивые связи между высотой пункта наблюдений и числом (как и долей) продолжительных (длящихся более 3 ч) гроз. Эта связь оказывается четко выраженной между обеими вышеназванными парами станций и находит подтверждение в том, что на двух наиболее высоко расположенных станциях изучаемого комплекса, т. е. на станциях Тим и Ржава, отмечаются как наибольшие средние числа, так и наибольшая доля продолжительных гроз. По-видимому, эти самые высокие станции уже не испытывают (или испытывают в равной мере) влияние отдельных недалеко от них расположенных максимальных пиков возвышенности, и потому внутри этой пары стан-

Повторяемость (%) гроз различной продолжительности в отдельных районах
возвышенностей

Станция	Период наблюдений	Число лет	Число зафиксированных гроз	Интервал продолжительности				
				0,25 1,00	1,25 2,00	2,25 3,00	3,25 4,00	4,25 5,00
Тим (263 м)	1946—68	23	902	18	34	20	9	9
Обоянь (190 м)	1936—65	26	1007	50	25	13	5	3
Ржава (244 м)	1936—71	23	727	26	30	17	10	7
Старый Оскол (150 м)	1936—66	28	1116	32	34	17	8	4
Богородицкое-Фенино (221 м)	1940—60	18	662	43	24	15	7,7	4

ций также отмечается достаточно хорошее соответствие между высотой их расположения и обеими характеристиками гроз.

На станциях Обоянь и Богородицкое-Фенино также имеет четкая зависимость между высотой их расположения и общими характеристиками гроз, но Старый Оскол остается описываемых связей с двумя последними станциями. Из приведенных данных видно, что на самом высоком из последних трех пунктов — ст. Богородицкое-Фенино — среднее число и доля продолжительных гроз оказываются почти такими же, как и на значительно более низко расположенной ст. Старый Оскол. Самая западная из всех рассматриваемых станций — Обоянь — также расположена выше, чем ст. Старый Оскол, но среднее число и доля продолжительных гроз на ней вновь оказываются меньшими, чем в районе Старого Оскола.

В этой связи нельзя не обратить внимание на то, что и на станциях Обоянь и Богородицкое-Фенино доля коротких гроз оказывается самой большой из всех пяти станций. На этих пунктах в интервалах продолжительностей гроз от 0,25 до 1 ч отмечается соответственно 50 и 43% всех зарегистрированных гроз. Из рис. 1 также следует, что на двух этих станциях по сравнению со Старым Осколом самые большие различия в распределении продолжительностей гроз приходится на три первых 15-минутных интервала, после которых знак разности повторяемости гроз уже меняется на обратный.

В свете всего вышеизложенного естественно поставить вопрос: в силу каких причин на более западных и относительно высоко расположенных станциях Богородицкое-Фенино и Обоянь обе рассматриваемые характеристики, как и среднее число дней с грозами, имеют меньшие значения, чем на более низко расположенной и лежащей восточнее Тимской гряды ст. Старый Оскол?

кного физико-географического комплекса центральной части Среднерусской
сти

сти, ч				Число гроз продолжитель- ностью > 3 ч	Процент гроз продолжитель- ностью > 3 ч	Среднее число гроз продол- жительностью > 3 ч	Среднее мно- голетнее чис- ло гроз	Среднее мно- голетнее чис- ло дней с грозами	Наибольшее число дней с грозами
25 00	6.25 7.00	7.25 8.00	> 8						
.6	2,8	1,1	1,1	254	28	11,5	39	35	44
	1,4	0,5	0,2	117	12	4,8	39	30	38
	2	1,5	1,5	195	26	8,5	32	30	42
.2	1,2	0,6	0,6	188	17	6,7	40	35	46
.9	1,5	1,2	1,1	119	18	6,6	37	32	44

С нашей точки зрения, все это говорит о том, что и внутри от-
дельных микрорайонов каждого физико-географического комп-
кса анализ грозовой деятельности нужно проводить с обяза-
тельным учетом не только абсолютной высоты пункта наблюдений,

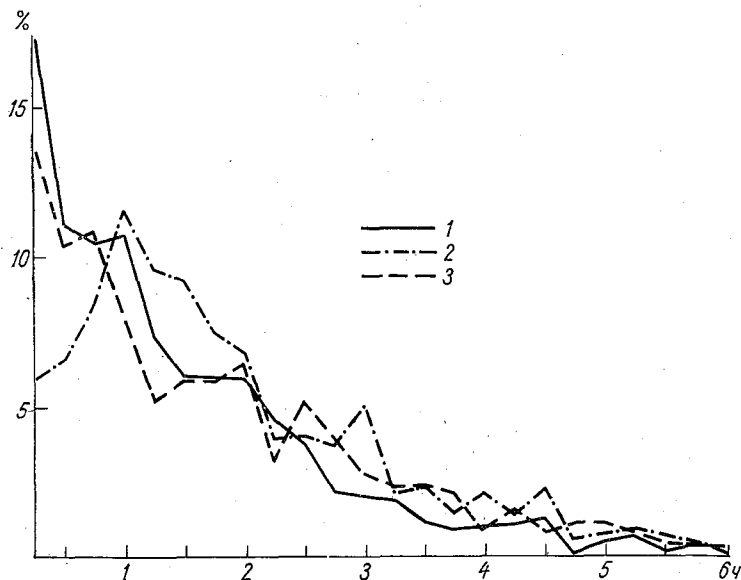


Рис. 1. Повторяемость (%) гроз различной продолжительности.

1 — Обоянь, 2 — Старый Оскол, 3 — Богородицкое-Фенино.

и всех других характерных особенностей окружающей мест-
сти. Последнее указывает на необходимость учета расположе-
я отдельных холмов и пиков даже с относительно небольшим

превышением их над пунктом наблюдений, а также учета относительного расположения и размера водных объектов, лесов, болот и т. д.

В этой связи можно утверждать, что на развитие гроз в районе ст. Богородицкое-Фенино оказывает гасящее влияние наличие в южной части Тимской гряды уже отмеченных ранее возвышенностей с отметками 268 и 277 м. По-видимому, в районе этих пунктов высот локализуются наиболее выраженные для данного микрорайона очаги грозовой деятельности.

Еще более неизбежно проявление такого гасящего эффекта на ст. Обоянь, которая расположена на правом высоком и крутом берегу р. Псел. Вероятно, на снижение грозовой деятельности в районе этой станции оказывает влияние и то, что долина р. Псел ориентирована здесь вдоль направления господствующего переноса воздушных масс. Но главная причина состоит в том, что наиболее выраженный очаг грозовой деятельности в этом микрорайоне, по-видимому, расположен на некотором удалении от берега, на гряде холмов, являющихся водоразделом бассейнов рек Псел и Сейм. В связи с этим в силу эффекта компенсации в районе ст. Обоянь грозовая деятельность оказывается относительно заниженной.

К аналогичному выводу приводит и анализ суточного хода грозовой активности в рассмотренных районах. В том виде, как эта характеристика грозовой деятельности представлена здесь

Суточный ход грозовой активности в отдельных частях центральной части Среднерусской возвышенности

Станция	Период наблюдений								
		0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8
Тим	1954—63	6,3	4,9	3,7	3,3	2,3	2,0	2,1	2,2
	1954—67	5,8	4,3	3,2	2,8	1,9	1,8	1,7	1,6
Обоянь	1954—63	3,8	3,0	3,0	2,2	2,0	2,5	2,4	1,8
	1954—67	3,9	3,9	3,1	2,8	3,0	2,3	2,0	1,8
Поныри	1954—63	3,9	3,3	2,9	2,5	2,9	2,3	2,0	2,2
	1954—67	4,1	2,9	2,2	2,1	1,7	1,6	1,8	1,6
Старый Оскол	1954—63	4,1	2,9	2,2	2,1	1,7	1,6	1,8	1,6
	1940—60	2,8	1,9	1,8	1,3	1,1	1,6	1,6	1,6
Богородицкое-Фенино	1954—63	3,5	2,4	1,6	1,9	1,8	2,3	2,2	1,8
	1940—60	2,8	1,9	1,8	1,3	1,1	1,6	1,6	1,6

(табл. 2), она, по существу, является средним числом дней с грозами в отдельных часовых интервалах за весь теплый период года (апрель—октябрь).

Однако, прежде чем перейти непосредственно к анализу последних данных, мы считаем нужным дать следующее предварительное замечание. Опыт изучения материалов сетевых наблюдений за грозами показывает, что на отдельных станциях в отдельные годы, как и в большей части первого десятилетия после

нных лет, фиксация грозových явлений осуществлялась менее того, чем в более поздний период. Поэтому для этой наиболее полной характеристики грозовой деятельности, стремясь получить иные, возможно, лучше отражающие значение климатических факторов за период, охваченный справочником (для которого выведены и все обсуждавшиеся выше характеристики гроз), мы вынуждены были ограничиться весьма трудоемкой обработкой данных наблюдений лишь за 1954—1963 гг.

Поскольку наиболее высокая ст. Тим является как бы эталоном, для нее были выполнены дополнительно обработки за 1954—1963 гг. Как видно из приведенных данных, средние характеристики грозовой активности за оба эти периода на ст. Тим имеют весьма хорошее согласование. В целях сравнения аналогичные обработки за те же два периода были выполнены и для другого более высокого (но уже расположенного на севере центральной части Среднерусской возвышенности) пункта — ст. Поньри, где также обнаруживается хорошее согласие этой характеристики за оба периода.

Сравнение полученных данных по всем приведенным пунктам показывает, что наиболее выраженная гроззовая активность, как следовало ожидать, наблюдается в районе станций Тим и Поньри. На ст. Тим, кроме основного, наиболее выраженного в послеобеденные часы максимума гроззовой активности, заслуживает

Таблица 2

данные южного физико-географического комплекса
вышенности (среднее число случаев)

9—10	10—11	11—12	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24
1,2	1,7	2,2	4,3	7,5	10,5	11,1	12,7	12,1	11,8	8,2	6,8	7,0	6,7	6,7
1,1	1,2	2,9	4,4	7,4	10,6	11,4	12,6	12,1	11,8	9,0	7,5	7,8	6,7	6,1
1,0	1,4	1,7	3,8	6,4	7,4	7,2	8,5	9,6	10,0	8,7	7,7	6,3	5,3	4,8
1,8	1,9	2,4	3,2	5,7	9,4	11,9	12,2	12,5	12,0	9,3	7,1	5,7	4,1	3,8
1,8	1,6	2,1	3,1	5,7	8,9	11,7	12,2	13,0	12,1	8,9	6,5	5,5	4,4	4,1
1,3	1,5	2,4	4,5	5,8	8,6	9,9	9,4	10,1	10,3	8,3	6,7	5,7	4,9	4,3
1,3	1,8	3,1	5,7	6,6	7,8	8,7	9,9	9,4	8,1	6,0	5,5	5,2	3,7	3,1
1,4	2,1	3,5	7,1	7,4	10,5	11,3	11,5	11,5	10,6	8,4	7,1	5,9	5,2	3,6

внимания также медленный спад гроззовой активности по сравнению с двумя остальными станциями этого комплекса (как, впрочем, и со ст. Поньри), однако возможно и наличие слабо выраженного вторичного максимума в вечерние часы (рис. 2).

В полном согласии с обсужденными выше характеристиками данные также показывают, что в часы максимального развития конвекции (когда наблюдается максимум компенсационных факторов) на относительно низко расположенной ст. Старый

Оскол грозовая активность оказывается более высокой, чем на бо. западной и выше расположенной ст. Обоянь. На обеих эт станциях, по данным табл. 2, четко выявляется выше указанны компенсационный эффект в наличии ясно выраженного второг минимума в интервале от 14 до 16 ч. В результате этого новной максимум грозовой активности смещен на более поздн время и приходится уже на 18 ч.

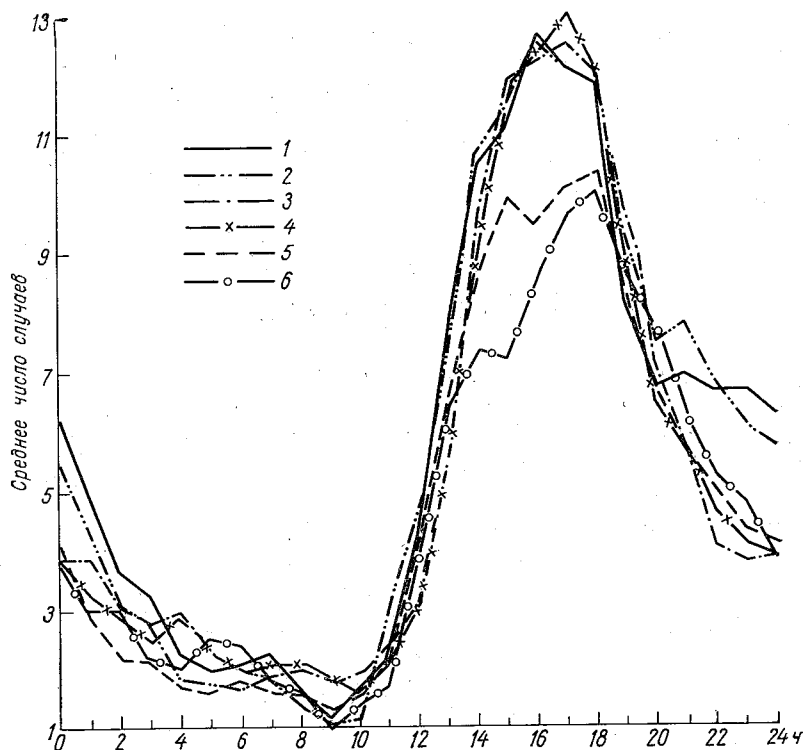


Рис. 2. Суточный ход грозовой активности (среднее число случаев).

1 — Тим, 1954—1963 гг.; 2 — Тим, 1954—1967 гг.; 3 — Поныри, 1954—1963 гг.; 4 — Поныри, 1954—1967 гг.; 5 — Старый Оскол, 1954—1963 гг.; 6 — Обоянь, 1954—1963 гг.

Заметим, что приведенное выше объяснение причин относительно пониженной грозовой активности в районе ст. Обоянь сравнению со ст. Старый Оскол не отрицает возможности того, что в районе последней имеет место такое сочетание особых условий, которые иногда благоприятствуют здесь относительно повышенной грозовой деятельности.

Немалая роль в этом, по-видимому, принадлежит тому, что длина р. Оскол вытянута в меридиональном направлении и расположена западнее рассматриваемой станции. С другой стороны, имеющимся у нас данным, в районе ст. Ново-Касторное (расположенной несколько северо-восточнее ст. Старый Оскол) наблю

и самая большая по отношению ко всем приведенным здесь станциям грозовая активность, как и самая высокая повторяемость гроз облаков мощной конвекции. Поскольку ст. Ново-Касторное относится к другому физико-географическому комплексу, этот вопрос будет подробнее рассматриваться в другой статье. В «Справочнике по климату СССР» [8] из всех станций этого комплекса только по ст. Богородицкое-Фенино приведены данные о средней суммарной продолжительности гроз за период 1936 по 1960 г. Поскольку эти данные могут представлять самостоятельный интерес, в свете полного понимания особенностей грозовой деятельности в этом микрорайоне мы сочли необходимым привести их здесь (табл. 3, 4).

Таблица 3

Средняя продолжительность гроз (ч) по ст. Богородицкое-Фенино

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год	В день с грозой
длительность	2,2	1,2	11,1	17,8	21,6	16,6	6,3	2,0	78,8	2,5

Таблица 4

Продолжительность гроз (ч) в различное время суток по ст. Богородицкое-Фенино

Часы	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год
3—24	1,5	0,3	3,4	6,2	7,6	5,0	1,9	0,3	26,2
4—6		0,1	0,6	1,4	3,0	2,6	0,8	0,1	8,6
5—12			0,7	1,0	2,1	2,0	1,1	1,2	8,1
2—18	0,7	0,8	6,4	9,2	8,9	7,0	2,5	0,4	35,9

Представлялось интересным по ст. Богородицкое-Фенино определить характеристики суточного хода грозовой активности как за июль, охваченный справочником (1940—1960 гг.), так и за указанное выше послевоенное десятилетие. Полученные результаты уже приведены в табл. 2. Из них следует, что в период 1940—1960 гг. грозовая активность на ст. Богородицкое-Фенино получилась значительно более низкой, чем в послевоенное десятилетие. Нашей точки зрения, как уже указывалось выше, такое различие является следствием относительно менее строгой фиксации гроз в предвоенные и первые послевоенные годы. Убедительным подтверждением справедливости такого предположения является то, что в период 1940—1960 гг. грозовая активность на ст. Богородицкое-Фенино оказалась даже ниже, чем на ст. Оболянь, в послевоенное десятилетие (что стоит в противоречии с ранее сделанными выводами на основании данных табл. 1). Наоборот, сопоставление по обеим станциям данных за 1954—1963 гг. в полном

Суточный ход возникновения гроз в отдельных районах южного физико-географического комплекса центральной части Среднерусской возвышенности

Период наблюдений (число лет)	Часы											
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
1946—68 (23 г.)	1,0	0,7	0,3	0,3	0,4	0,7	0,6	0,4	0,5	0,7	1,0	2,0
	2,7	1,9	0,9	0,8	1,0	1,7	1,4	1,0	1,3	1,7	2,6	5,0
Тим												
1936—65 (26 л)	0,6	0,5	0,5	0,3	0,7	0,7	0,6	0,4	0,4	0,6	0,8	1,6
	1,2	1,4	1,4	0,7	1,9	1,7	1,5	1,1	1,1	1,6	2,1	4,1
Обоянь												
1936—66 (28 л)	0,8	1,0	0,6	0,6	0,5	0,4	0,5	0,6	0,4	0,3	0,8	1,5
	1,9	2,6	1,5	1,5	1,2	1,0	1,2	1,4	0,9	0,8	2,1	3,8
Старый Оскол												
1940—60 (18 л)	0,7	0,4	0,3	0,3	0,3	0,7	0,4	0,4	0,3	0,6	0,9	1,7
	2,0	1,1	0,9	0,9	0,8	2,0	1,2	1,2	0,8	1,5	2,6	4,2
Богородицкое-Фенино												
1936—71	0,6	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,1	0,2	0,6	0,4	0,7	1,3
Ржава												

Период наблюдений (число лет)	Тим										23—24
	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23
1946—68 (23 г.)	3,1	3,4	3,7	3,3	3,9	2,9	2,2	2,3	2,2	1,9	0,9
	8,0	8,8	9,4	8,6	10,0	7,3	5,7	5,8	5,7	4,8	2,2
Обоянь											
1936—65 (26 л)	2,9	3,7	3,5	3,5	4,8	3,0	2,3	2,3	1,5	1,7	0,9
	7,5	9,5	9,0	9,0	12,3	7,7	6,0	6,0	4,0	4,3	2,4
Старый Оскол											
1936—66 (28 л)	2,8	3,7	3,8	3,7	3,4	3,6	2,5	3,1	1,5	1,6	1,4
	6,9	9,3	9,5	9,2	8,4	9,0	6,4	7,7	3,9	4,0	3,6
Богородицкое-Фенно											
1940—60 (18 л)	3,4	2,7	3,4	3,3	4,5	2,8	2,2	2,3	2,0	1,1	0,8
	9,2	7,4	9,4	9,1	12,2	7,7	6,0	6,2	5,4	3,0	2,3
Ржава											
1936—71 (23 г.)	2,0	2,6	3,1	3,1	2,5	2,9	2,6	2,1	1,4	1,8	0,6
	6,5	8,4	9,8	9,8	8,0	9,1	8,5	6,8	4,3	3,9	1,9

Примечание. Для каждой станции первая строка — среднее число случаев, вторая строка — проценты.

соответствии с ранее полученными выводами показывает, что грозовая активность на ст. Богородицкое-Фенино оказывается бо-
высокой, чем на ст. Обоянь. Изложенное подтверждает спра-
вливость утверждения, что приведенные в [8] значения сумм-
ной продолжительности гроз являются пригодными лишь для
носительной характеристики грозовой деятельности в различ-
ных пунктах, но не могут быть оценены как климатологичес-
кие нормы.

С другой стороны, такие данные приведены в [8] лишь по-
дельным выборочным пунктам, а принцип отбора этих пунктов
всегда ясен. Поэтому использование этих сведений при про-
ведении сравнительного анализа грозовой деятельности не всегда
можно. Можно утверждать, что в интересах будущих исследо-
ваний, как и в интересах повышения эффективности обслужива-
ния народного хозяйства, окончательное выяснение таких вопро-
сов является необходимым.

Поскольку применяемая методика обработки наблюдений од-
новременно с установлением продолжительности гроз позвол-
яет сразу определить и суточный ход их возникновения, не лиш-
но интереса кратко остановиться и на этой характеристике гроз-
овой деятельности в изучаемом районе. Эти сведения представ-
лены в табл. 5. Наиболее интересный, с нашей точки зрения, резуль-
тат состоит в том, что на ст. Ржава соответственно меньшему числу
гроз (табл. 1) число их возникновения в предполуденные и до-
полуденные часы оказывается пониженным, хотя, как мы видели выше,
числу продолжительных гроз и их доли этот пункт весьма хоро-
шо коррелировался со ст. Тим. К сожалению, по ст. Ржава мы не
располагаем сведениями о суточной грозовой активности, и поэ-
тому сделать окончательное заключение по поставленному вопросу
труднительно.

Соответственно близкому совпадению среднего числа гроз
на станциях Тим, Обоянь и Старый Оскол по этим трем пунктам
оказываются близкими и значения средних чисел возникновения гроз.
В то же время, как мы видели выше, на ст. Тим грозовая ак-
тивность существенно выше, чем на двух других станциях. Сле-
довательно, изучение суточного хода грозовой деятельности не
можно сводить к суточному ходу возникновения гроз без учета их
продолжительности [6].

Из приведенных данных следует, что во всех районах расс-
матриваемого физико-географического комплекса максимум возник-
новения гроз приходится главным образом на интервал от 1
30 мин до 16 ч 30 мин. В суточном ходе возникновения про-
должительных гроз на большей части рассматриваемых пунктов
замечается наличие также вторичного максимума их возникнове-
ния в вечерние часы (преимущественно в 18—19 ч). В силу отно-
сительно малой абсолютной повторяемости продолжительных
мы не считаем эти данные при рассматриваемом ряде наблюде-
ний статистически значимыми и потому не приводим специальных
таблиц. По-видимому, требует дополнительных материалов и во-

зальности вторичного максимума в суточном ходе возникнове-
в всех гроз.

В заключение отметим, что изучение полного комплекса кли-
мологических характеристик грозовой деятельности в характер-
микрорайонах важно для сооружения и обеспечения безавар-
ной работы линий электропередач, а также и для обслужива-
авиации. Кроме того, оно должно способствовать целенаправ-
ной организации аэрологических наблюдений для изучения
ических характеристик, определяющих переход мощных куче-
облаков в грозовые [3, 10, 12], и следовательно, является важ-
как для проблемы предотвращения гроз, так и для совершен-
ования их региональных прогнозов [6, 11].

Выводы

1. Дополнительные характеристики гроз, полученные на основе
голетних данных, дали возможность наиболее полно охаракте-
ровать грозовую деятельность в районе южного физико-геогра-
ического комплекса центральной части Среднерусской возвышен-
сти. Так, на основании только данных о среднем и наибольшем
е дней с грозами можно сделать вывод, что грозовая дея-
тельность в районе низкорасположенной ст. Старый Оскол не ме-
интенсивна, чем в районе наиболее высокорасположенной
Гим. Анализ же привлеченных здесь новых характеристик гроз
вергает такой вывод.

2. Проведенный анализ указывает, что в районе вершин водо-
дела рек Сейма и Псел расположен очаг повышенной грозовой
тельности, в связи с чем в районе ст. Обоянь проявляется ком-
сационный эффект и грозовая деятельность понижена. Час-
то это может обуславливаться и тем, что в этом районе долина
Псел ориентирована вдоль господствующего переноса воздуш-
масс.

3. Относительно повышенная грозовая деятельность на более
кой и восточнее расположенной ст. Старый Оскол по сравне-
со ст. Обоянь, наоборот, связана с тем, что долина р. Оскол
янута в меридиональном направлении и располагается запад-
пункта наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берсенева И. А., Данилова Л. П. Влияние возвышенностей равнины
на осадки и влагооборот.— «Тр. ГГО», 1954, вып. 45 (107), с. 36—44.
Будилова Е. П. и др. Исследование термиков с помощью планера и лег-
кого самолета.— «Тр. ГГО», 1968, вып. 224, с. 71—77.
Имянитов И. М., Чуваев А. П. К вопросу об условиях перехода мощ-
ных кучевых облаков в грозовые.— «Метеорология и гидрология», 1956, № 2,
с. 15—19.
Сузнецова Л. П. Роль рельефа и лесов в распределении количества осад-
ков на равнине.— «Тр. ГГО», 1957, вып. 72, с. 76—91.
Татышева А. Д., Малюга В. В., Самохвалова В. А. Влияние
Средне-Русской возвышенности на распределение осадков на территории

Центрально-Черноземных областей.— В кн.: Сборник работ по синопт. 1956, № 1, с. 34—44.

6. Песков Б. Е., Чистякова Л. А. О некоторых термодинамических условиях, влияющих на продолжительность и время начала гроз в Подмосквье.— «Тр. Гидрометцентра СССР», 1973, вып. 105, с. 100—109.
7. Покровская Т. В. К вопросу о пятнистости в распределении осадков.— «Изв. ГГО», 1934, № 2—3, с. 3—9.
8. Справочник по климату СССР. 1968, вып. 28, ч. 5, с. 200—207.
9. Чуваев А. П., Шварц В. Т. Некоторые особенности формирования грозовой деятельности в отдельных физико-географических комплексах восточной части Приволжской возвышенности.— См. настоящий сб., с. 123—142.
10. Чуваев А. П. О современных возможностях предотвращения града и гроз.— «Тр. ГГО», 1957, вып. 74, с. 71—102.
11. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометиздат, 1964, 401 с.
12. Ludlam F. H. Cumulus and Cumulonimbus convection.— „Tellus“, v. N 4, 1966, p. 8—10.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГРОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ОТДЕЛЬНЫХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ СТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Настоящая статья посвящена исследованию характеристик грозовой деятельности в двух непосредственно примыкающих друг к другу природно-территориальных комплексах, которые существенно различаются по влиянию своих физико-географических особенностей на развитие процессов мощной конвекции и гроз.

В первом из этих комплексов на развитие грозовых процессов оказывают совокупное влияние Хвалыньские и Змеевы горы в сочетании с прилежащими к ним водными объектами. Другой физико-географический комплекс включает районы Самарской Луки и Игулевских гор, а также долину р. Сызрань и небольшие возвышенности Белых и Сенгилеевских гор. Оценка влияния этих объектов на развитие гроз представляет задачу настоящей работы. Поскольку в работе [9] были подробно рассмотрены необходимые введения и основные принципы отбора дополнительных, по сравнению с тем, которые опубликованы в [7], характеристик гроз, к тому же была обоснована единственная (в современных условиях) возможность решения поставленной задачи на основании большого количества сетевых наблюдений климатологическими методами, мы считаем возможным здесь непосредственно перейти к анализу результатов, полученных при обработке материалов наблюдений за грозой по изучаемым физико-географическим комплексам.

Основные физико-географические характеристики изучаемых районов. Используемый материал и его анализ

Первый физико-географический комплекс расположен на правом берегу р. Волги и включает в себя бассейн р. Терешки, часть бассейна р. Волги и два отдельных орографических возвышения — Змеевы и Хвалыньские горы, осевая часть которых вытянута вдоль берега р. Волги.

Змеевы горы представляют собой ряд высоких холмов высотой до 250 м. В северной, более широкой и более высокой их части,

на северо-восточном склоне холмов высотой более 250 м расположена ст. Привольская (высота 199 м). Далее на северо-восток, бы в продолжение Змеевых гор, проходит еще одна возвышенность — гряда высотой более 200 м, являющаяся водоразделом бассейнов рек Волги и Терешки.

К юго-западу и западу от Змеевых гор местность мало расчленена — здесь расположена широкая долина р. Терешки и ее притока р. Карабулак.

Еще далее на север по правому берегу р. Волги, от места впадения в нее р. Малый Иргиз до впадения в нее притока Чары, расположены Хвалыньские горы — самые высокие горы Приволжской возвышенности, максимальная высотная отметка которой в районе г. Беленькая достигает 384 м. У восточного подножия Хвалыньских гор, на правом берегу р. Волги, на высоте 79 м расположена ст. Хвалыньск.

Метеорологический режим этого небольшого комплекса можно характеризовать данными наблюдений лишь двух упомянутых станций. Результаты обработки материалов наблюдений за грозами, в том виде, как они выполнялись в [9], представлены в табл. 1—3 и на рис. 1.

Оговорим, что все вводимые нами дополнительные характеристики грозовой деятельности мы считаем статистически значимыми лишь в целом для теплого периода, в соответствии с чем были подготовлены для анализа соответствующие таблицы.

Из табл. 1 следует, что на обеих станциях разность среднего числа гроз и среднего числа дней с грозами составляет одну и ту же величину, а сами эти числа соответственно равны: на ст. Привольская 24 и 27, на ст. Хвалыньск 29 и 33. Приведенные данные о суточном ходе возникновения гроз свидетельствуют о более чем выраженном максимуме его в интервале 13 ч 30 мин—16 ч 30 мин в районе Хвалыньска и, наоборот, о его более сглаженном ходе на ст. Привольская, что является доказательством проявления эффекта компенсации. На это указывает также и некоторое запаздывание этого максимума на последней станции. Однако главное различие обсуждаемых данных состоит в том, что повторяемость возникновения гроз в часы максимального развития грозовой деятельности, т. е. от 11 до 16 ч, на ст. Хвалыньск значительно больше, чем на ст. Привольская.

Средние числа продолжительных (более 3 ч) гроз на пунктах также существенно различаются и соответственно равны 7,8 и 2,0, а их повторяемость (доля от всех зарегистрированных в данном пункте гроз) составляет 23 и 6% (табл. 2).

Подчеркнем, что ст. Хвалыньск является одним из немногих пунктов всей Приволжской возвышенности, на которых отмечена такая большая повторяемость продолжительных гроз. На территории обоих физико-географических комплексов такая высокая повторяемость продолжительных гроз встречается еще только в районе ст. Водовка.

Наоборот, доля коротких гроз (продолжительностью от

среднее число гроз и среднее число дней с грозами (апрель—октябрь)

Станция	Период наблюдений	Число исполь- зованных лет	Часы												
			0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12	12—13
Привольская (199 м)	1936—65	30	0,7 2	0,8 3	0,5 2	0,3 1	0,2 1	0,3 1	0,4 1	0,3 1	0,3 1	0,2 1	0,5 2	1,2 3	1,9 7
			1,0 3	0,8 2	0,5 2	0,6 2	0,4 1	0,4 1	0,6 2	0,4 2	0,3 1	0,5 2	0,7 2	2,2 6	2,6 8
Хвалыньск (79 м)	1936—65	27													

Станция	Период наблюдений	Число исполь- зованных лет	Часы										Среднее чис- ло гроз	Среднее чис- ло дней с гро- зами	
			13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23			23—24
Привольская (199 м)	1936—65	30	2,3 9	2,6 10	2,6 10	2,7 10	2,2 8	1,8 6	1,6 6	1,3 6	0,9 3	0,7 3	0,7 3	27	24
	1936—65	27	2,7 8	3,0 9	3,3 10	2,7 9	1,8 5	2,1 6	2,1 4	1,5 5	1,3 4	1,1 3	0,9 3	33	29
Хвалыньск (79 м)															

Примечание. Здесь и в табл. 2 для каждой станции первая строка — среднее число случаев, вторая строка — проценты.

Таблица 2

Повторяемость гроз различной продолжительности (апрель—октябрь)

Станция	Интервал, ч									
	≤1	1,25—2	2,25—3	3,25—4	4,25—5	5,25—6	>6	>8	>10	>12
Привольская	10,8 42	10,0 37	4,1 15	1,1 3	0,5 2	0,2 0,6	0,2 0,6	2,0		
Хвалынский	8,8 27	10,3 32	6,0 18	4,4 13	1,5 5	0,9 3	1,0 2	7,8		

Таблица 3

Суточный ход грозовой активности (среднее число случаев) (апрель—октябрь)

Станция	Период наблюдений	Часы										
		0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11
Привольская	1936—65	1,9	2,2	1,8	1,1	0,8	0,7	0,9	0,8	0,6	0,5	0,6
Хвалынский	1936—65	3,9	3,5	3,2	2,7	1,8	1,0	1,2	1,6	1,6	1,1	1,4
Хвалынский	1954—63	3,8	3,2	2,4	1,5	1,1	1,1	1,4	1,2	0,7	1,4	3,1
Хвалынский	1954—67	3,6	3,2	2,5	1,4	0,9	1,1	1,6	1,6	0,9	1,4	4,6

Часы

Станция	Период наблюдений	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24
		12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24
Привольская	1936—65	3,0	4,6	5,2	5,9	6,1	5,5	4,4	3,8	3,6	2,9	2,7	3,0
Хвалынский	1936—65	4,5	6,6	8,5	9,6	9,9	9,3	7,9	7,4	6,2	5,1	4,6	4,4
Хвалынский	1954—63	9,5	11,6	12,7	13,0	10,6	8,7	7,9	5,9	5,0	4,3	5,0	5,0

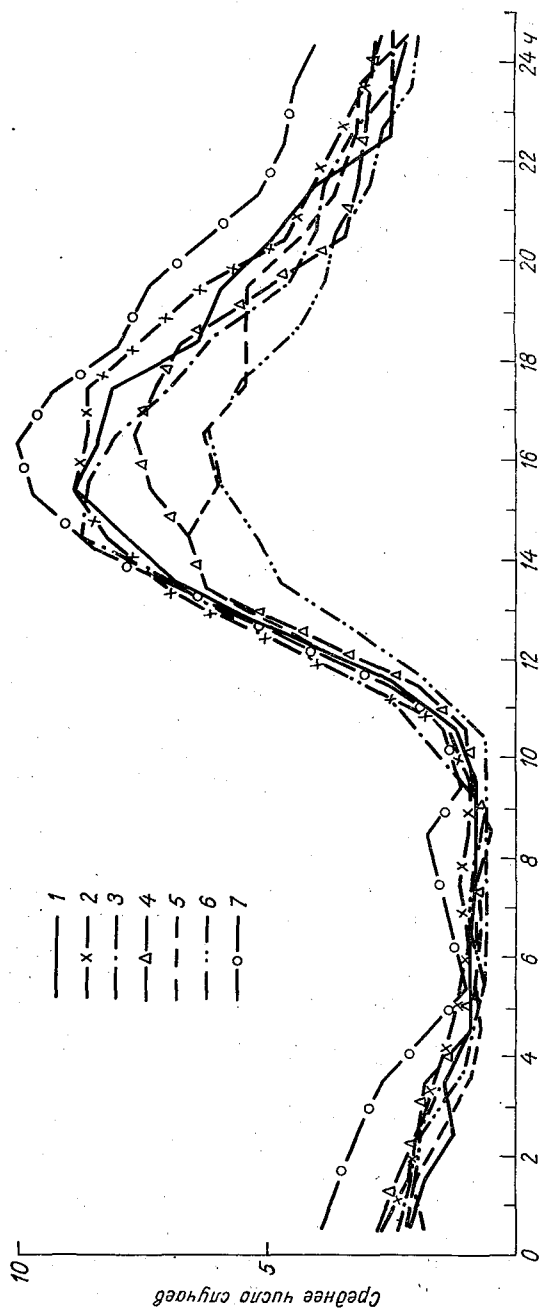


Рис. 1. Суточный ход грозовой активности (среднее число случаев).

1 — Безводовка; 2 — Сызрань; 3 — Сengилей; 4 — Сосновый Солонч; 5 — Куйбышев, obs.; 6 — Привольская; 7 — Хвалынский.

до 1,00 ч) на ст. Хвалынский оказывается небольшой и составляет лишь 27%, тогда как на ст. Привольская она достигает уже 42%. Заметим, что сходное со ст. Хвалынский значение повторяемо коротких гроз имеет место опять только на вышеупомянутой ст. Безводовка.

Приведенные характеристики в совокупности с разностью средних чисел гроз и средних чисел дней с грозами указывают на большое различие в интенсивности грозовой деятельности на этих весьма мало удаленных друг от друга пунктах.

Как уже указывалось в [9], совокупной характеристикой суток хода возникновения, числа и продолжительности гроз является распределение грозовой активности по часовым интервалам. Эта характеристика по всем рассматриваемым в настоящей статье станциям приводится здесь, как правило, за тот период наблюдений, который охвачен «Справочником по климату СССР». Однако, как уже отмечалось в [9], вследствие того, что в превоенные годы и первое десятилетие послевоенных лет не на всех метеорологических станциях достаточно строго фиксировалось время начала и конца всех грозовых явлений, то не исключена возможность того, что число гроз, а следовательно, и грозовая активность за этот период времени окажутся несколько заниженными. Мы считали, что относительные различия этих характеристик в общем достаточно четко улавливаются. Кроме того, отдельные пункты нами дополнительно определялись грозная активность за период 1954—1967 гг. Сравнение этой характеристики за различные периоды по ст. Хвалынской (табл. 3) подтверждает оправдываемость высказанных выше опасений.

Приведенные в табл. 3 и на рис. 1 характеристики грозовой активности на ст. Хвалынский оказываются более значительными, чем на выше расположенной ст. Привольская. Из рис. 1 видно, что грозовая активность на ст. Хвалынский оказывается самой высокой из всех станций обоих рассматриваемых здесь комплексов. Заслуживает особого внимания то обстоятельство, что на ст. Хвалынский грозовая активность оказывается значительно большей, чем на ст. Привольская. Лишь в утренние часы эти различия становятся меньшими, устойчиво сохраняя, однако, знак. Укажем, в интервале от 11 до 18 ч грозовая активность на ст. Привольская составляет 60—70% грозовой активности на ст. Хвалынский, а в интервале от 18 ч до 11 ч 45—60%. Однако абсолютные значения этих разностей максимальны в интервале от 15 до 20 ч.

Такие различия в грозовой деятельности на довольно близко расположенных друг от друга станциях конечно не могут объясняться циркуляционными процессами большого масштаба. Объяснение надо искать в тех физических особенностях местных условий, которые в пределах времени, необходимого для прохождения воздушных масс через их зону, будут способствовать или противодействовать развитию вертикальных движений и генерированию эффективных термиков, определяющих перерастание мощных кучевых облаков в грозовые [2, 12].

Принимая во внимание отмеченное выше наличие широкой долины западнее Змеевых гор, можно прийти к заключению, что в микрорайоне, окружающем ст. Привольская, из-за малой расчлененности рельефа влагонесущие потоки западной составляющей далеко не всегда получают дополнительные, достаточно эффективные импульсы для развития интенсивных вертикальных движений. Поскольку ст. Привольская расположена на северо-восточном склоне Змеевых гор, в районе ее расположения не исключен эффект компенсационных движений. К тому же к северу от этой станции простирается широтно вытянутая долина между цепью хребтов и цепью вершин ранее упомянутой возвышенности, положенной несколько западнее Хвалынских гор, что в свою очередь является указанием на неизбежное наличие эффекта компенсационных движений и уже в более широком районе. Наоборот, на юго-запад и запад от Хвалынских гор рельеф сильно расчленен. Здесь проходит относительно протяженная гряда с отрогами пиками высотой более 200 м, отроги ее изрезаны глубокими оврагами и долинами притоков рек Терешки и Волги, водоразделом которых она является. Большая шероховатость подстилающей поверхности и дополнительное увлажнение, которое учают здесь воздушные массы, способствуют формированию конвективных термиков, возникающих при неравномерном нагреве различных форм рельефа [1, 2, 4, 5]. Наконец, сами Хвалынские горы, почти перпендикулярно ориентированные к господствующему переносу воздушных масс, являясь самым высоким орографическим препятствием на всей Приволжской возвышенности, представляют собой преграду западным потокам.

Совокупное влияние перечисленных факторов оказывается таким, что на водоразделе Хвалынских гор высвобождение запасов энергии неустойчивости протекает настолько бурно, что распространяется и на район их восточного подножья.

Выше обращалось внимание на то, что на ст. Хвалынка даже в отдельные часы отмечается большая грозовая активность. А это само по себе указывает на возможность развития в районе Хвалынских гор локального орографического фронтогенеза. В литературе имеются указания на то, что в этом районе повышенная вероятность ночных гроз обуславливается активизацией теплых фронтов, чаще всего связанных с малоактивными циклонами, расположенными над Каспием или Прикаспийской низменностью [8].

Другой интересующий нас, более сложный физико-географический комплекс расположен также на правобережье р. Волги и непосредственно к северу от первого. Он включает в себя район Сасовской Луки и Жигулевских гор (с максимальной отметкой 100 м), который глубоко вдается в низменное Заволжье. К нему примыкает долина р. Сызрань и район Белых гор, являющихся водоразделом бассейнов рек Свияги, Усы и частично Сызрани. Южной северной частью этого района будут являться северные склоны Сенгелевских гор.

С юга этот комплекс ограничен возвышенной грядой с высокими отметками 268 и 342 м (г. Вотлама), являющейся водоразделом бассейнов рек Сызрани и Терешки, а с запада он граничит с восточной частью возвышенности Сурская Шишка. Этот природно-территориальный физико-географический комплекс включает в себя большое разнообразие местных особенностей: возвышенностей (до 340—470 м), участков с большим расчленением земной поверхности, выровненных участков, широких долин и крупных водных артерий.

Такое разнообразие местных условий и определяет, по-видимому, значительные контрасты грозовых характеристик, полученных по данным наблюдений на станциях Сызрань, город, Безводка, Сосновый Солонец, Куйбышев, obs., Комсомольский, Сенгилей.

В данном комплексе также отсутствует связь среднего числа дней с грозами и среднего числа гроз с высотой расположения станций (табл. 4). Так, например, на ст. Безводка, расположенной на высоте 261 м, среднее число дней с грозами равно 27, а на ст. Сызрань, город (высота 57 м) составляет 28. На относительно низко расположенных станциях Сенгилей, Комсомольский и Сызрань оно также оказывается большим, чем на более высоко расположенной ст. Куйбышев, obs. И только между каждой станцией этой группы и ст. Сосновый Солонец не прослеживается такой почти обратной связи.

Примером несоответствия между высотой пункта наблюдений и средним числом гроз за год могут служить данные станций Куйбышев, obs., Безводка и Сосновый Солонец. На ст. Куйбышев, obs., расположенной на высоте 137 м, при малом числе дней с грозой (27) отмечается самое большое в этом природно-территориальном комплексе среднее число гроз за год (33). Оно существенно больше, чем на вышеупомянутой и значительно более высоко расположенной ст. Безводка, где составляет лишь 28, почти совпадает со средним числом дней с грозами). На ст. Сосновый Солонец, наименее удаленной от ст. Куйбышев, obs. и расположенной на высоте 201 м, среднее число гроз равно 32 и также падает со средним числом дней с грозами.

В противоположность тому, что имеет место на Средне-Волжской возвышенности, в районе Тимской гряды [9], в рассматриваемом физико-географическом комплексе не обнаруживается связи между высотой пункта наблюдений и средним годовым числом продолжительных гроз. Наибольшее число их наблюдается на наиболее низко расположенной ст. Сызрань (7,2), а не на наиболее высокой ст. Безводка. Аналогично на ст. Сенгилей, расположенной на высоте 61 м, за год их отмечается значительно больше (5,9), чем на более высоко расположенной ст. Сосновый Солонец (3,6). Такая же картина обнаруживается при сравнении ст. Куйбышев (137 м) и Комсомольский (110 м), где соответственно отмечается 2,7 и 3,2 случая продолжительных гроз (табл. 4). Отсутствие такой зависимости также подтверждается взят

число дней с грозами, число гроз и характеристики их продолжительности

Станция	Высота, м	Среднее число дней с грозами	Среднее число гроз	Средняя сум- марная продол- жительность гроз за год, ч	Средняя суммар- ная продолжитель- ность гроз в день с грозой, ч	Средняя про- должитель- ность отдель- ной грозы, ч	Наибольшее число дней с грозами
Куйбышев, обл.	137	27	33	43,1	1,7	1,3	43
Сосновый Солонец	201	32	32	—	—	—	44
Сызрань, город	57	28	32	72,7	2,6	2,3	43
Безводовка	261	27	28	65,7	2,4	2,3	41
Сенгилей	61	28	31	63,1	2,4	2,2	47
Комсомольский	110	29	31	—	—	—	—

Повторяемость гроз различной продолжительности (апрель—октябрь)

Сосновый Солонец

7] данными о средней суммарной продолжительности гроз л. 4).

Полученные нами данные о среднем годовом числе гроз, при определении их средней суммарной продолжительности, позволяют определить среднюю продолжительность отдельной грозы в каждом пункте. Эти данные приводятся в табл. 4.

Как указывалось в [9], из-за не вполне строгой фиксации начала и конца всех грозовых явлений в предвоенные годы и в десятилетие послевоенных лет приведенные в [7] сведения о средней суммарной продолжительности гроз не могут быть приняты за климатические нормы. Эти значения, как и соотношения между ними многолетних чисел гроз и чисел дней с грозами, конечно, требуют уточнений на материалах наблюдений последних десятилетий. Однако для изучения относительного распределения продолжительностей гроз по каждой станции нами привлечена статистически значимая совокупность.

Данные о повторяемости гроз различной продолжительности приведены в табл. 5. Из них следует, что в рассматриваемом географическом комплексе наибольшая повторяемость продолжительных гроз отмечается на станциях Сызрань, Безводовка и Сенгилей (соответственно 23, 21 и 18%). В районе ст. Безводовка, а затем Сызрани и Сенгилей отмечается и самая малая повторяемость коротких гроз. Грозы продолжительностью от 0,25 до 1,0 ч на этих станциях составляют соответственно 26, 31 и 31%. В обратном порядке, на станциях Куйбышев, общ., Комсомольский и Сосновка отмечается самая малая повторяемость продолжительных гроз (соответственно 8, 10 и 12%) и самая большая повторяемость коротких гроз (соответственно 53, 48 и 52%).

При сравнении среднего числа гроз и среднего числа дней с грозой приходим к весьма важному заключению о том, что в районе ст. Безводовка относительно большая средняя суммарная продолжительность гроз определяется не повышенным числом гроз, а относительно большой их продолжительностью, так как среднее число гроз почти строго совпадает со средним числом дней с грозами. Таким образом, вводимые здесь характеристики гроз позволяют более ясно понять физическую природу данных о средней суммарной продолжительности гроз. Из табл. 4 следует, что средняя суммарная продолжительность гроз за день на ст. Безводовка составляет 2,4 ч, а на ст. Сызрань 2,6 ч. В то же время средняя продолжительность отдельной грозы на них получается одинаковой и равна 2,3 ч. Поскольку, однако, в исследуемом периоде среднее число гроз на ст. Сызрань было больше, чем на ст. Безводовке, то и грозовая активность (являющаяся совокупной характеристикой числа гроз и их продолжительности) должна быть большей в районе Сызрани. Из табл. 6 и рис. 1 действительно следует, что в районах станций Сызрань, Безводовка и Сенгилей отмечается самая большая грозовая активность по сравнению с другими пунктами рассматриваемого комплекса. При этом наибольшая активность на ст. Сызрань, особенно в послеполуденные

Суточный ход грозовой активности (среднее число случаев) (апрель—октябрь)

Станция	Часы											
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10	10—11	11—12
Сызрань, город	2,7	2,2	1,9	1,7	1,3	1,1	0,9	1,1	0,9	0,9	1,3	3,0
Куйбышев, обл.	2,2	2,1	1,5	1,0	0,7	0,8	0,7	0,8	0,6	0,8	1,2	2,6
Сосновый Солонец	2,8	2,4	1,9	1,8	1,0	0,8	0,8	0,8	0,5	0,8	1,0	2,0
Комсомольский	1,6	2,1	2,0	1,4	1,5	1,2	0,9	0,8	0,4	0,3	0,8	2,1
Безводовка	2,2	1,9	1,2	1,4	0,9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	1,1	2,5
Сентилей	2,4	2,1	2,0	1,5	1,1	0,7	0,6	0,6	0,6	1,0	1,8	2,8

Станция	Часы											
	12—13	13—14	14—15	15—16	16—17	17—18	18—19	19—20	20—21	21—22	22—23	23—24
Сызрань, город Куйбышев, обл. Сосновый Солонец Комсомольский Безводовка	4,5	7,0	6,8	8,9	8,6	6,8	7,5	6,4	4,6	4,1	3,6	3,0
	4,2	6,2	6,9	6,0	6,2	5,4	5,4	5,4	4,3	3,5	3,2	3,1
	4,2	6,2	6,6	7,4	7,6	7,2	6,9	5,1	3,4	3,1	3,0	2,9
	4,7	6,3	7,0	7,9	7,4	6,9	6,0	4,7	3,7	3,5	2,9	1,9
	4,7	6,7	7,7	8,9	8,4	8,2	6,3	5,9	4,9	4,0	2,5	2,4

ечерние часы, оказывается большей, чем на ст. Безводовка. Видимому, эта последняя особенность и должна указать на роду факторов, определяющих различия в формировании грозной деятельности в этих микрорайонах.

Ст. Безводовка (261 м) расположена на юго-востоке Белых на довольно узкой части водораздела рек Тамышовка и Усы, холме высотой более 250 м (вблизи нет холмов выше 250 м). Отмечалось выше, на ст. Безводовка отмечаются самое малое днее число дней с грозами (27) и самое малое среднее число за год (28) по сравнению с другими микрорайонами данного плекса. Но здесь самая большая доля их (23%) по сравнению с данными других станций приходится на продолжительные. Увеличению продолжительности гроз способствует расположение станции на доминирующей высоте водораздела, расположенного перпендикулярно к юго-западным потокам и являющегося районом усиления вертикальных движений. Однако, если относительно большую продолжительность гроз в районе Безводки можно объяснить относительно большой высотой и почти нетронутом расположением станции, то остается далеко не ясной причина относительно малого среднего годового числа дней с грозой в этом районе. Создается впечатление, что в районе расположения этой станции нет благоприятных условий для развития тримассовых гроз. В свете рассматриваемой особенности нужно отметить, что среднее число дней с грозами является далеко не самой важной, но в то же время в особых, аналогичных рассматриваемому, случаях весьма важной характеристикой грозовой деятельности. Иные условия формирования грозовой деятельности на ст. Сызрань, которая расположена у восточных отрогов Приволжской возвышенности на правобережной террасе р. Волги, в месте, где она круто поворачивает от Самарской Луки к югу. Река Сызрань протекает с запада на восток и впадает в Волгу примерно в 10 км юго-восточнее ст. Сызрань, город. Здесь Волга в изгибе течения делится на множество рукавов, увеличивая площадь водной поверхности, что, по-видимому, определяет повышенную грозовую активность этого района.

Окружающая местность в районе Сызрани представляет собой обширную возвышенную равнину, ограниченную с севера, запада и юга возвышенностями, расчлененными глубокими оврагами и долинами рек — притоков рек Сызрани и Терешки. На западе и юго-западе эти возвышенности имеют довольно значительную высоту: Красная — 324 м, г. Медвежья — более 300 м и г. Вотлама, расположенная примерно в 30 км к юго-западу от ст. Сызрань, на водоразделе рек Сызрани и Большой и Малой Терешки, — 342 м. Возмущения воздушных потоков, возникающих над локальными возвышенностями сильно пересеченной местности с перепадами высот от 175 до 250 м, обуславливают в этом микрорайоне повышенную турбулентность. Вместе с тем эти локальные возвышенности достаточно беспорядочно рассредоточены и находятся на значительном удалении, чтобы при развитии мезомасштабной

конвекции «упорядоченно» вызывать в районе Сызрани нисходящие компенсационные движения. Наличие в этом районе большой испаряющей поверхности способствует тому, что здесь и в вечерние часы грозовая деятельность продолжается более длительное время. В то же время относительно высокая грозовая активность в вечерние часы указывает на наличие разрешающего импульса, возникающего как от поверхностей раздела, так и от местных потоков в долину р. Сызрани.

С нашей точки зрения, большая продолжительность гроз в районе ст. Сызрань связана также с тем, что при господстве падных переносов фронтальные разделы относительно легко распространяются вдоль долины р. Сызрань, задерживаясь на окружающих возвышенностях и водораздельных гребнях. Это может приводить к тому, что в устье реки фронтальные возмущения продолжают свою деятельность более продолжительное время.

Далее на север, у северо-восточных отрогов Сенгилеевских гор, на правом берегу Куйбышевского водохранилища, на высоте 61 м расположена ст. Сенгилей. К северо-западу от станции, примерно на расстоянии 8 км, на северной оконечности Сенгилеевских гор расположена гора с высотной отметкой более 350 м. К юго-западу, в месте слияния Белых гор с Сенгилеевскими горами, расположены возвышенные холмы высотой 276 м и более. Небольшая локальная возвышенность с высотной отметкой около 300 м расположена к югу от станции, в восточных отрогах Сенгилеевских гор.

В этом микрорайоне аналогично предыдущему возмущения в воздушных потоках на локальных возвышенностях, окружающие станцию, и наличие большой испаряющей поверхности, значительно увеличивающей влажность воздуха, определяют довольно значительную грозовую деятельность и увеличивают продолжительность гроз. Среднее число дней с грозами на ст. Сенгилей равно значению их на ст. Сызрань, город, а средние числа гроз за год очень близки. Среднее число продолжительных гроз здесь составляет 5,9 в год, т. е. значительно меньше, чем на ст. Сызрань, а их доля от всех возникающих в районе этой станции гроз равна 18%. Доля же коротких гроз (до 1 ч) равна 31%, такая же, как на ст. Сызрань, город.

Однако максимум грозовой активности на ст. Сенгилей в точном ходе локализован в интервале 14—16 ч, в то время как на ст. Сызрань он имеет более размытый вид, распространяясь в интервал от 14 до 18 ч.

Возможно, что убывание грозовой активности в послеполуденные часы в районе ст. Сенгилей связано с местными условиями инсолирования склонов. Однако решающее влияние на этот характер грозовой активности, с нашей точки зрения, здесь все же оказывает эффект компенсации во время максимума развития конвективных процессов на самом водоразделе Сенгилеевских гор. К сожалению, на водоразделе Сенгилеевских гор нет метеостанций, есть основание полагать, что суточный ход конвективных процес-

сь должен быть сходным с тем, какой имеет место в районе Безводовки.

Теперь рассмотрим характеристики грозовой деятельности в относительно большом и как бы изолированном микрорайоне, расположенном в зоне Самарской Луки, внутри которой имеется широко ориентированное самостоятельное орографическое возмущение — Жигулевские горы.

По этому микрорайону мы располагаем данными наблюдений грозами на станциях Куйбышев, obs., Сосновый Солонец и Комольский (имеющий, однако, меньший ряд наблюдений).

Станция Сосновый Солонец расположена в центральной части марской Луки на высоте 201 м, в зоне южных склонов Жигульских гор. Наиболее высокие пики этих гор расположены к северо-западу и особенно к северо-востоку от станции, где они достигают высоты 371 м.

Как уже отмечалось, на ст. Сосновый Солонец среднее число дней с грозами и среднее число гроз совпадают по величине. Такой факт является весьма важным, но, как уже отмечалось, требует подтверждения на материалах наблюдений последних десятилетий. Важно отметить, что среднее число дней с грозами на этой станции оказывается самым большим из всех станций рассматриваемого комплекса. Превышение этой характеристики оказывается бенно большим как по отношению к наиболее близко расположенной ст. Куйбышев, так и по отношению к наиболее удаленной самой высокой станции рассматриваемого комплекса — Безводовки. В этом аспекте мы должны подчеркнуть, что среднее число дней с грозами, при современных методах сетевых наблюдений, является одной из важных характеристик грозовой деятельности района.

Повышенное число дней с грозами, конечно, является выраженной характеристикой относительно высокой интенсивности грозовой деятельности. В то же время, как видно из табл. 5, на рассматриваемой станции среднее число продолжительных гроз, теплый период и их доля оказываются сравнительно небольшими и соответственно составляют 3,6 случая и 12%. Соответственно с этим и грозовая активность здесь, как видно из табл. 6 и рис. 1, оказывается значительно менее выраженной, чем на значительно более низко расположенных станциях Сызрань и Сенгилей (как, впрочем, и на ст. Безводовка).

Относительно пониженную грозовую активность в районе ст. Сосновый Солонец, по-видимому, можно объяснить тем, что в районе наиболее высоких пиков Жигульских гор должны локализоваться наиболее выраженные очаги грозовой деятельности. В связи с этим в районе ст. Сосновый Солонец, особенно в послеполюсовые часы, должен появляться компенсационный эффект, который обуславливает здесь относительно пониженную грозовую активность. Из приведенных в табл. 6 данных видно, что в интервале от 12 ч 30 мин до 15 ч 30 мин грозовая активность на Сосновый Солонец оказывается даже ниже той, которая отме-

чается в районе ст. Комсомольский. О проявлении наиболее раженного эффекта компенсации в ближайшие послеполюденные часы на ст. Сосновый Солонец говорит и повышенная здесь грозовая активность в интервале от 17 ч 30 мин до 18 ч 30 мин в сравнении с интервалом от 13 ч 30 мин до 14 ч 30 мин. В интервале от 14 ч 30 мин до 15 ч 30 мин также имеет место наибольшее превышение грозовой деятельности как на значительно более низкорасположенных станциях Сызрань, город и Сенгилей, так, впрочем, и на наиболее высоко расположенной ст. Безводовка по сравнению с рассматриваемой ст. Сосновый Солонец. По сравнению со ст. Сызрань, город это снижение грозовой активности на рассматриваемом пункте оказывается весьма выразительным в поздние вечерние, так и в ранние ночные часы. В то же время грозовая активность на ст. Сосновый Солонец в свою очередь в интервале времени от 15 ч 30 мин до 18 ч 30 мин оказывается значительно более высокой, чем в районе ст. Куйбышев, с

Станция Куйбышев, obs. расположена в крайней восточной части Самарской Луки, на левом берегу р. Волги на высоте 137 м, на юго-западных отрогах Сокольных гор, протянувшийся с юго-запада на северо-восток. Это орографическое образование имеет наибольшее поднятие, с максимальной отметкой 281 м в своей северной части, примыкающей непосредственно к вершине Самарской Луки в районе впадения в р. Волгу ее притока р. Сосновка. Оно отделяется от восточной части Жигулевских гор лишь легкой изгибающейся здесь Волги.

По мере удаления к востоку высота местности понижается, хотя на расстоянии приблизительно 15 км от указанной предельной отметки наблюдается еще один небольшой пик, достигающий 208 м.

Как обсужденные выше данные о грозовой активности, так и приведенные в табл. 4 и 5 сведения о среднем числе дней с грозой и о средних характеристиках их продолжительности на ст. Куйбышев, obs. в их сопоставлении с данными станций восточнее позволяют сделать вывод, что физико-географический комплекс позволяет утверждать, что самое малое число и доля продолжительных коротких гроз, как и самое малое среднее число дней с грозой в районе ст. Куйбышев, obs., обусловлены совокупным влиянием Сокольных и Жигулевских гор и непосредственно связаны так же с проявлением выше обсуждаемого компенсационного эффекта. Как видно из рассматриваемых данных, этот эффект обнаруживается также и в районе ст. Комсомольский, однако соответствие его более западному и в значительно меньшей степени подветренному расположению здесь он проявляется в меньшей мере, чем на ст. Куйбышев, obs. (хотя высота расположения последней несколько больше первой).

Интересно отметить, что из всех микрорайонов обоих рассматриваемых в настоящей работе физико-географических комплексов только на ст. Привольская грозовая активность меньше, чем в районе ст. Куйбышев, obs. (см. рис. 1). При этом в районе ст. Привольская послеполюденный максимум грозовой активности

сти все же оказывается достаточно четко выраженным, а на Куйбышев, obs., начиная уже с 13 ч, практически не отмечается ста грозовой активности, а наблюдается ее медленное убывание широком интервале времени, от 14 ч 30 мин до 19 ч 30 мин (рис. 1). Все это является убедительным доказательством проявления эффекта компенсации при развитии процессов мощной конвекции в послеполуденные часы в районе водораздельных холмов Игулевских гор.

Ко всему вышесказанному можно добавить, что согласно сведениям из [7], приведенным в табл. 7, средняя суммарная продолжительность гроз (в часах) за год на ст. Куйбышев, obs. составляет лишь соответственно 68, 66 и 59% таковой на станциях Сенгилей, Безводовка и Сызрань, город. Интересно отметить, что эти различия оказываются минимальными в августе.

Таблица 7

Доля (%) средней суммарной продолжительности гроз на ст. Куйбышев, obs. по отношению к другим станциям рассматриваемого физико-географического комплекса

Станция	VI	VII	VIII
Сызрань, город	58	57	71
Безводовка	65	60	78
Сенгилей	72	66	73
Пенза, город	109	88	136

В этой таблице в целях сравнения мы привели данные и по Пензе, город, расположенной в другом физико-географическом комплексе Приволжской возвышенности. На этой станции доля продолжительных гроз еще меньше, чем на ст. Куйбышев, obs. Из таблицы видно, что изучаемое отношение меняется от станции к станции, но характер его изменения от месяца к месяцу на всех пунктах сохраняется.

Причину этого мы видим, с одной стороны, в господстве более зрытых форм барического рельефа и, следовательно, в ослаблении динамического воздействия орографических возмущений, с другой стороны, в большей роли местного испарения (в сравнении с Безводовкой) и высоты расположения станции (в сравнении с Сызранью и Сенгилеем) и, следовательно, в большей доле утренних гроз в августе в районе Куйбышева.

Выводы

1. Хвалынские горы, являясь самым высоким и достаточно возвышенным районом Приволжской возвышенности, вызывают относительно бурное высвобождение запасов неустойчивости, в силу чего даже у подножья их подветренных склонов грозовая деятельность оказывается более интенсивной, чем во всех остальных районах.

2. В районе Самарской Луки и Жигулевских гор, на ст. Сосновый Солонец соответственно ее более высокому местоположению по сравнению с другими приведенными здесь станциями этого района отмечается повышенная грозовая деятельность. Однако в районе этой станции в суточном ходе грозовой активности четко выражен эффект компенсационных движений, проявляющийся в том, что грозовая активность в ранние послеполуденные часы, т. е. от 13 ч 30 мин до 14 ч 30 мин, оказывается меньше, чем в более поздние часы, в интервале от 15 ч 30 мин до 18 ч 30 мин.

3. На наиболее высоко расположенной, в районе Белых гор ст. Безводовка, по-видимому, условия локального увлажнения таковы, что развитие гроз происходит в основном в зонах фронтов. Это подтверждается прежде всего относительно малым средним годовым числом дней с грозами и большой их продолжительностью.

4. Большая грозовая активность на низко расположенной ст. Сызрань, город связана с большой продолжительностью гроз, которая объясняется, по-видимому, возможным отсутствием эффекта компенсации вследствие относительно большого удаления от станции отдельных достаточно высоких возвышенностей, а также, вероятно, и с тем, что при господстве западных переносов фронтальные разделы относительно легко распространяются вдоль долины р. Сызрань, задерживаясь на окружающих возвышенностях и водораздельных гребнях. Это приводит к тому, что в устье р. Сызрань фронтальные возмущения проявляют свою деятельность более продолжительное время.

5. Проведенный анализ показал, что эти дополнительные характеристики позволяют более четко охарактеризовать влияние физико-географических условий на развитие гроз, получить более полное представление о грозовой деятельности отдельных районов и откорректировать выводы, полученные только на основании данных о среднем числе дней с грозами.

6. Результаты таких исследований важны для целенаправленного изучения аэрологических условий перехода мощных кучевых облаков в грозовые, а следовательно, для изучения возможности предотвращения гроз и для совершенствования методов их региональных прогнозов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Береснева И. А., Данилова Л. П. Влияние возвышенностей равнин на осадки и влагооборот.— «Тр. ГГО», 1954, вып. 45 (107), с. 36—40.
2. Будилова Е. П. и др. Исследование термиков с помощью планера и легкого самолета.— «Тр. ГГО», 1968, вып. 224, с. 71—77.
3. Имянитов И. М., Чуваев А. П. К вопросу об условиях перехода мощных кучевых облаков в грозовые.— «Метеорология и гидрология», 1956, № 1, с. 15—19.
4. Кузнецова Л. П. Роль рельефа и лесов в распределении количества осадков на равнине.— «Тр. ГГО», 1957, вып. 72, с. 76—91.
5. Покровская Т. В. К вопросу о «пятнистости» в распределении осадков.— «Изв. ГГО», 1934, № 2—3, с. 3—9.

- Песков Б. Е., Чистякова Л. А. О некоторых термодинамических условиях, влияющих на продолжительность и время начала гроз в Подмосковье.— «Тр. Гидрометцентра СССР», 1973, вып. 105, с. 100—109.
- Справочник по климату СССР, 1968, ч. 5, вып. 12, 248 с.
- Чигиринская К. П. Грозы в районе Среднего Поволжья.— В кн.: Сборник работ по синоптике. Л., Гидрометеиздат, 1956, № 1, с. 45—52.
- Чуваев А. П., Оренбургская Е. В., Шварц В. Т. К характеристике грозовой деятельности в районе южного физико-географического комплекса центральной части Среднерусской возвышенности.— См. настоящий сб., с. 108—122.
- Чуваев А. П. О современных возможностях предотвращения града и гроз.— «Тр. ГГО», 1957, вып. 74, с. 71—102.
- Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеиздат, 1964, 401 с.
- Ludlam F. H. Cumulus and cumulonimbus convection.— „Tellus“, v. 18, N 4, 1966, p. 8—10.

В. Г. МОРАЧЕВСКИЙ, Н. А. ДУБРОВА

ЛЬДООБРАЗУЮЩИЕ СВОЙСТВА МОДИФИЦИРОВАННЫХ ЯДЕР КОНДЕНСАЦИИ

Адсорбционные свойства естественных нерастворимых ядер конденсации

В последние годы большое внимание уделялось адсорбционным свойствам естественных нерастворимых ядер конденсации. Проводились как весовые исследования адсорбционных характеристик [1, 2], так и исследования адсорбции воды прямыми спектроскопическими структурными методами [3, 4]. Наиболее типичными и распространенными в природе нерастворимыми ядрами конденсации являются, как известно, частицы глины типа каолинитов и мориоллонитов, а также различные кремнеземы. Выяснились следующие общие закономерности адсорбции воды на поверхности этих веществ. Во-первых, все эти вещества гидрофильны и при относительной влажности 60—70% на их поверхностях присутствуют от нескольких десятков до сотни монослоев молекул адсорбированной воды, а при смачивании наблюдается расслоение и набухание глинистых частиц, а также адсорбция в порах. Во-вторых, молекулы воды, адсорбированные в первых монослоях, оказываются очень сильно связанными с поверхностью ядер, структура этих молекул искажена и водородные связи частично разорваны. Кроме этого наблюдается частичная диссоциация ядер и дополнительный рост гетерогенного зародыша капли за счет раулевского понижения давления насыщенного пара воды над ее поверхностью. Как показывают современные данные исследований, адсорбционная активность этих ядер, размером от долей микрона до нескольких микрон в диаметре, чрезвычайно высока, и они являются основными гетерогенными зародышами, приводящими к образованию туманов и смогов [1].

Льдообразование на гидрофильных поверхностях

Льдообразующая активность таких типичных глинистых ядер конденсации проявляется только при температурах ниже —25°C, причем на поверхности таких ядер практически имеет место гомогенное замерзание воды в адсорбционных слоях, достато-

ленных от поверхности. В данном случае поверхность ядра не вызывает упорядочивающего влияния на структуру воды, а скорее борот, вносит дополнительные искажения в структуру переохлажденной воды в значительном по толщине (несколько десятков слоев) слое адсорбции. Поясним нашу мысль.

Известно, что замерзания воды в слое адсорбции до сих пор удалось обнаружить даже при охлаждении образцов до 00°C . Толщина незамерзающего слоя адсорбированной воды различна для разных поверхностей и уменьшается при понижении температуры. На гидрофильных поверхностях, таких, как поверхность глинистых минералов, калориметрические методы исследования позволяют обнаружить наличие большого количества незамерзшей воды, вплоть до очень низких температур. Следовательно, эти поверхности не только не способствуют гетерогенному фазовому переходу, но, можно сказать, препятствуют даже гомогенному замерзанию.

По мнению многих исследователей, механизм гетерогенного образования определяется дальнедействующими силами в молекулах адсорбции [5]. Как показали наши исследования [6], это явление выполняется во всяком случае для такого известного льдообразующего вещества, как иодистое серебро, на поверхности которого спектроскопическими методами при отрицательных температурах обнаруживается пленка незамерзшей воды толщиной три—четыре монослоев [7]. Как это ни странно, даже на поверхности гомогенного ледяного зародыша при температурах, близких к нулю, имеется буферный квазжидкий слой незамерзшей воды. Мы предположили, что толщина такой незамерзшей воды может служить одним из показателей льдообразующей активности поверхности. По-видимому, существует такая оптимальная толщина пленки, при которой действие поверхностных сил в слое адсорбции способствует перестройке структуры переохлажденной воды в структуру льда.

По нашему мнению, определяющим критерием льдообразующей активности является не столько кристаллическая структура льда, сколько энергетические характеристики адсорбции. Действительно, давно замечено, что активные поверхности льдообразующих реагентов являются как бы нейтральными по отношению к воде. По своим поверхностным свойствам они занимают промежуточное положение между гидрофильными и гидрофобными поверхностями. Некоторые авторы [8] даже называют точное соотношение между гидрофильными и гидрофобными центрами на поверхности реагента. По мнению Цеттльмюйера [8], оно равно $1/4$. Как показали наши исследования [6], понижение льдообразующей активности линейно связано с увеличением адсорбционной способности. Это явление наблюдается, например, при облучении иодистого серебра ультрафиолетовым светом. При таком облучении возрастает число адсорбированных молекул воды и одновременно возникает искажающее структуру водяных молекул влияние подложки, которое в конце концов приводит даже к диссоциации ад-

сорбированных молекул. Эти явления иллюстрируются рис. 1, приведены инфракрасные спектры адсорбированной воды в зависимости от времени облучения. При максимальном облучении наруживается пик, соответствующий сигналу отдельных гидродов (в области 3700 см^{-1}).

Льдообразующая активность естественных и искусственных органических ядер чрезвычайно высока. Практически все классы органических соединений, за исключением абсолютно гидрофобного типа полиэтилена, тефлона и других подобных полимеров, обладают сравнительно высокой льдообразующей активностью. Одно органические реагенты имеют существенный недостаток — обычно слишком гидрофобны, слабо адсорбируют воду и поэтому активизируются только при больших пересыщениях. Все же м

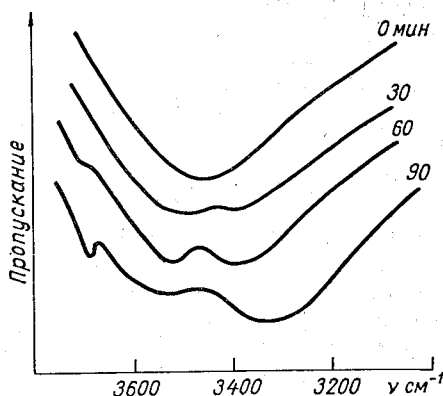


Рис. 1. ИК спектры поглощения в адсорбированной иодистым серебром в зависимости от времени облучения разцов.

гие исследователи полагают, что именно естественные ядра кристаллизации типа терпенов, пыльцы растений и диспергированных сухих листьев приводят к началу кристаллизации в переохлажденных облаках [9].

Гидрофобные свойства органических веществ нашли свое применение в другом виде воздействия на атмосферные процессы — пассивации естественных ядер конденсации [10]. При этом процесс удается понизить скорость конденсационного роста ядер и добиться в некоторых случаях предотвращения образования туманов и росы. Однако до сих пор не ставился вопрос о том, как влияет такая пассивация ядер на их льдообразующую активность, исходя из вышеизложенного можно предположить, что льдообразующая активность частично пассивированных ядер должна понижаться.

Остановимся еще на одном аспекте проблемы. В атмосфере временных городов и промышленных районов, а также в прибрежной зоне судоходных рек и озер наблюдается неуклонный рост концентрации органических загрязнений. Это, конечно, в первую очередь нефтепродукты, смазочные масла, продукты неполного сгорания жидкого топлива, синтетические моющие средства

Все эти вещества в той или иной мере поверхностно-активны и должны приводить к частичной пассивации естественных сферических ядер конденсации. Безусловно их концентрация в атмосфере недостаточна, для того чтобы, например, заметно повысить уровень конденсации. Однако вполне возможно, что загрязняющая органическими примесями поверхность ядер конденсации способствует льдообразованию в адсорбционном слое при ее высоких температурах по сравнению с поверхностью чистых поверхностей.

Методика и результаты исследования

Для проверки этого предположения нами были проведены спектроскопические исследования воды, адсорбированной поверхностью ил, кремнезема и других адсорбентов, предварительно обработанных органическими веществами, при положительных и отрицательных температурах. Для обработки использовались отработанные масла дизелей и других двигателей, содержащие циклические

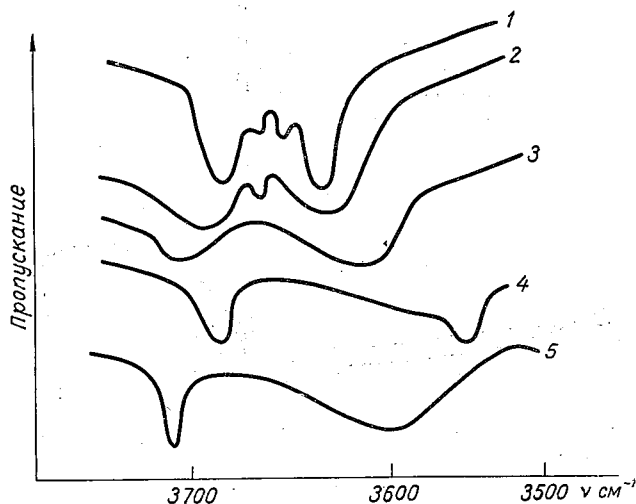


Рис. 2. ИК спектры поглощения воды, адсорбированной необработанными образцами.

1) Ca — каолит, 2) Na — каолит, 3) Li — монтмориллонит, 4) Mg — монтмориллонит, 5) кремнезем.

и ациклические углеводороды и смолы недифференцированного состава. Приготавливалась суспензия масел в воде с концентрацией более 1—2%. Образцы промывались этим раствором, затем промывались в электропечи до температур 300—400°C, т. е. до полного освобождения от адсорбированной воды. На инфракрасном спектрометре UR=20 (Цейсс, Йена) были сняты спектры поглощения в области валентных деформационных колебаний воды, адсорбированной необработанными образцами. Полученные спектры имеют хорошее совпадение со спектрами, полученными при исследо-

вании аналогичных чистых образцов кремнезёмов и глин (рис. 2). Анализ спектров показывает как наличие полос от отдельных гидроксильных групп, так и наличие сильно связанной координационной воды в порах адсорбента. Отнесение полос подробно рассматривается в сборнике [1].

Не вдаваясь в настоящей статье в подробности механизма сорбции воды на различных глинистых минералах, отметим толь-

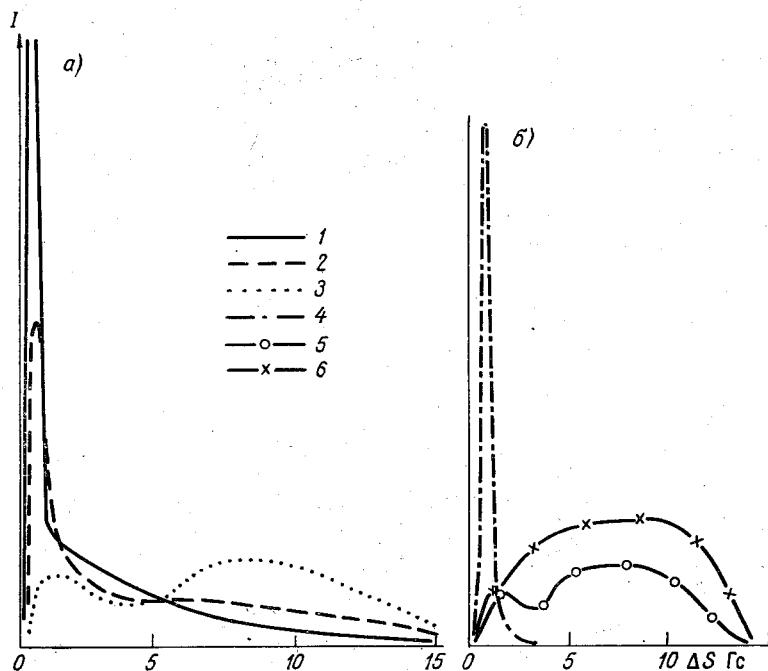


Рис. 3. Изменение формы спектра ЯМР в зависимости от температуры (осреднено для тех же образцов, что и на рис. 2) для необработанных (а) и обработанных (б) образцов.

1 — 260 К, 2 — 200 К, 3 — 90 К, 4 — 29 К, 5 — 265 К, 6 — 200 К.

что понижение температуры замедления адсорбированной на этих образцах воды в большинстве случаев определяется наличием сильной связи воды с подложкой. Известно, например, что в спектрах ядерного магнитного резонанса адсорбированной на таких образцах воды интенсивный широкий компонент сигнала, соответствующий ледяной структуре, появляется только при значительных влажностях и сильных переохлаждениях. Узкий компонент сигнала, относящийся к подвижным молекулам воды в слое адсорбции, окончательно исчезает в спектрах лишь при температурах около 90 К. Для получения спектров ЯМР воды, адсорбированной на образцах, нами использовался импульсный спектрометр фирмы Брукер SXP-200 с накопителем сигнала ЯМР. Типичные

оденный спектр обработанных образцов (ширина полосы ΔS ауссах) в зависимости от температуры представлен на рис. 3а. жно видеть, что здесь узкий компонент сигнала исчезает при ее высоких температурах, а широкий компонент появляется при ее охлаждениях от -2 до -5°C . Подложка гораздо слабее ад- бирует воду, зато не препятствует замерзанию воды в слое юрбции. Влажность во время опыта около 100%. Аналогичные ымы спектров получены и для других обработанных образцов ис. 3 б).

Заключение

Наличие органических примесей на поверхности исследованных р конденсации повышает льдообразующую активность таких р и может вызвать некоторое снижение уровня замерзания облаках над индустриальными районами. Предложенный способ работки образцов может оказаться полезным в практике воз- иствия на переохлажденные облака и туманы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Связанная вода в дисперсных системах. Под ред. В. Ф. Киселева. Вып. 1. М., Изд. МГУ, 1970. 165 с.
- Связанная вода в дисперсных системах. Под ред. В. Ф. Киселева. Вып. 2. М., Изд. МГУ, 1972. 211 с.
- К вили в и д з е В. И. Исследование адсорбированной воды методом ядерного магнитного резонанса.— ДАН СССР, 1964, т. 158, с. 1057—1061.
- Ю х н е в и ч Г. В. Инфракрасные спектры поглощения воды.— «Успехи химии», 1963, 32, 11, с. 1397—1409.
- Мерзлотные исследования. Под ред. А. А. Ананяна. М., Изд. МГУ, 1970. 196 с.
- Д у б р о в и ч Н. А. и др. К вопросу о льдообразующей активности веществ.— ДАН СССР, 1973, т. 208, с. 885—888.
- М о г а c h e v s k y V. G. e. a. Some common properties of ice nucleating materials.— „J. Rech. Atm.”, 1973, 6, p. 371—375.
- Z e t t l m o y e r A. C. Hydrophobic surfaces.— „J. Coll. Interface Sci.”, 1968, 28, p. 343—368.
- В а л и Г. К вопросу о механизмах ледяной нуклеации в атмосфере.— В кн.: Тезисы VIII Международной конференции по нуклеации. Л., 1973, с. 23—24.
- Л е о н о в Л. Ф., П р о х о р о в П. С., Д е р я г и н Б. В. Образование и рост водяной капли на гигроскопическом ядре конденсации в условиях переменной влажности.— В кн.: Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеониздат, 1970, с. 294—300.

В. Д. СТЕПАНЕНКО, С. М. ГАЛЫПЕР

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ ОТРАЖАЕМОСТЬ И ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ РАЗМЕРЫ ЛИВНЕЙ И ГРОЗ

Введение

К настоящему времени имеется целый ряд работ, в которых рассматриваются и сравниваются между собой характеристики радиолокационной отражаемости ливневых и грозовых облаков [1—4]. В результате статистической обработки большого числа данных получены критерии, позволяющие проводить опознавания грозовых облаков с той или иной степенью вероятности [3, 4]. Однако главным недостатком всех указанных работ является то, что данные инструментальных радиолокационных измерений отражаемости проведенных в радиусе 100—150 км от РЛС, сопоставлялись с результатами визуальных наблюдений за грозами, получаемыми метеостанциях и постах. Учитывая специфику радиолокационного метода и недостатки визуальных наблюдений за грозами, а также трудности обеспечения четкой временной синхронизации указанных наблюдений, вполне возможны ошибки, возникающие при распределении измеренных значений отражаемости в группы «ливень» или «гроза» во время обработки экспериментального материала. Эти ошибки часто могут иметь место особенно тогда, когда в радиусе метеостанции находится несколько кучево-дождевых облаков, одни из которых являются грозовыми, а другие — не грозовыми.

Наконец, почти во всех более ранних работах статистические характеристики отражаемости и геометрических размеров ливней и гроз были получены с помощью радиолокаторов типа МРЛ и других, работающих в сантиметровом диапазоне волн. А эти волны, как известно, испытывают существенное ослабление при распространении в указанных атмосферных образованиях. Поэтому полученные ранее статистические характеристики отражаемости и геометрических размеров ливней и гроз, а также статистические признаки опознавания грозовых облаков [4] должны быть уточнены.

Летом 1971—1973 гг. в районе Ленинградской области были организованы специальные радиотехнические наблюдения за грозовыми тучами с помощью РЛС типа П-12, П-35 и др. Одни из них служили для обнаружения частиц облаков и осадков, другие позволяли обнаруживать ионизированные каналы молний и определять координаты [5].

Всего было получено и обработано 259 фотоснимков с ИКО 1ДВ с различным вводимым ослаблением (n Дб) мощности при-

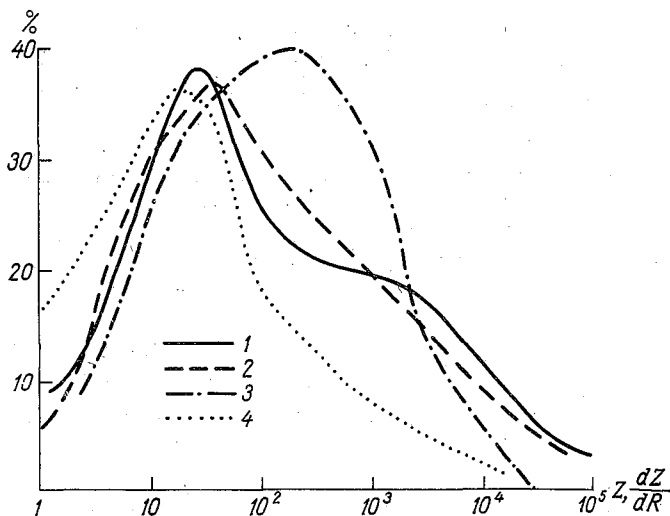


Рис. 1. Повторяемость (%) значений радиолокационной отражаемости Z мм⁶/м³ и горизонтального градиента отражаемости dZ/dR мм⁶/(м³·км).

1) Z в грозах, 2) dZ/dR в грозах, 3) Z в ливнях, 4) dZ/dR в ливнях.

того сигнала. По величине n и дальности до метеочагов с помощью основного уравнения радиолокации облаков и осадков определялось искомое значение радиолокационной отражаемости $Z = \sum ND^6$. Общее число измерений Z в кучево-дождевых облаках составляло 1973, из которых 1513 соответствовало грозовым облакам. На рис. 1 показана повторяемость значений Z в грозах и ливнях. В грозах $\bar{Z} = 7361$ мм⁶/м³, что почти в четыре раза больше, чем в ливнях, где $\bar{Z} = 1930$ мм⁶/м³.

Несмотря на то, что в ливнях наиболее часто повторяющиеся значения Z больше, чем в грозах, однако в них никогда не отмечалось $Z > 5 \cdot 10^4$ мм⁶/м³. Между тем в грозах величины Z бывают от 10^6 мм⁶/м³ и более.

В процессе обработки были также получены повторяемо и средние значения отражаемости по высотам (табл. 1 и 2). Из таблиц видно, что значение $\bar{Z}$ сначала растет с высотой, а затем с которого уровня убывает. Для ливней среднее из максимальных значений $\bar{Z}_{\text{макс}} = 5536 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ и наблюдается оно на высоте 2 а для гроз $\bar{Z}_{\text{макс}} = 12600 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ и соответствует высоте 3 км. Вы указанных уровней отражаемость уменьшается с высотой приближенно по логарифмическому закону

$$Z_h = Z_{\text{макс}} \cdot 10^{-kh},$$

где k — коэффициент, который, по нашим данным, для ливней 0,41, а для гроз 0,22. Заметим, что в ранней работе [6], используя результаты наблюдений сети метеостанций, значения для ливней и гроз соответственно равны 0,9 и 0,3.

Средние значения вертикальных градиентов отражаемости для гроз $\frac{dZ}{dH} = 980 \text{ мм}^6/(\text{м}^3 \cdot \text{км})$, а для ливней $1300 \text{ мм}^6/(\text{м}^3 \cdot \text{км})$.

На рис. 1 показаны повторяемости горизонтальных градиентов dZ/dR указанных выше метеобразований. Особенностью dZ/dR является то, что в противоположность вертикальным градиентам с

в грозах больше, чем в ливнях. Действительно, для гроз $\frac{dZ}{dR} = 6200 \text{ мм}^6/(\text{м}^3 \cdot \text{км})$, а для ливней $1120 \text{ мм}^6/(\text{м}^3 \cdot \text{км})$.

Вертикальная протяженность H радиоэхо грозовых очагов

Таблица

Повторяемость (%) и средние значения радиолокационной отражаемости Z по высотам для гроз (по данным ПРВ-10)

$H \text{ км}$	$Z \text{ мм}^6/\text{м}^3$							$\bar{Z}$
	10^1-10^1	10^1-10^2	10^2-10^3	10^3-10^4	10^4-10^5	10^5-10^6	Число случаев	
0,5	8	31	26	25	8,5	1	180	950
1	8,5	30	27	25,5	8	1	180	970
2	7,8	30	26	27,5	7,8	1	192	1000
3	8,7	32	26	27,5	11	1,3	185	1260
4	9	36	25,5	22	7,8	0,2	157	690
5	9	39	25	19	7,5	0,1	146	580
6	10	39	26,5	18,5	6		136	490
7	13	47,5	28,5	8,2	2,8		109	256
8	14	56,5	23	6,5			78	62
9	21	56	17,5	5,5			57	49
10	29,5	49	17,5	4			51	40
11	32	49	16				47	5
12	37	49					44	1

Повторяемость (%) и средние значения радиолокационной отражаемости Z по высотам для ливней (по данным П-35 и ПРВ-10)

км	$Z \text{ мм}^6/\text{м}^3$						$\bar{Z}$
	10^1-10^0	10^0-10^1	10^1-10^2	10^2-10^3	10^3-10^4	10^4-10^5	Число случаев
5	5,5	22,2	27,8	38,9	5,5		28
	5,3	16,1	19,8	28,2	24,8	5,3	42
	3,4	14,6	25,4	29,8	22,2	4,9	58
	5,7	29,3	19,3	30,0	14,3	1,4	38
	9,5	32,4	25,7	20,0	7,6	1,9	40
	10,8	42,8	22,5	16,0	4,6	1,5	51
	13,9	46,5	17,8	17,8	2,3		62
	12,5	56,3	6,3	25,0			63
	27,3	45,5	18,2	9,1			41
		66,6	33,4				37
							518
							5078
							5536
							1121
							650
							244
							25
							75
							27,4
							22,9

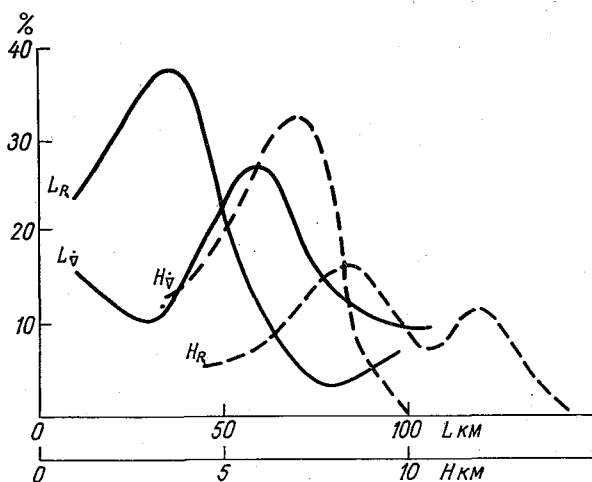


Рис. 2. Повторяемость горизонтальных и вертикальных размеров радиоэхо ливней и гроз.

с. 2) заметно больше, чем ливневых (соответственно $\bar{H}_R \approx 10$ км, $\bar{H}_v \approx 8$ км). Что же касается горизонтальных размеров (L) радиоэхо грозных очагов, то они в среднем равны примерно 32 км, для ливней $L_v \approx 60$ км. На полученных результатах могли сказаться особенности Св в летние периоды аномальных 1972—1973 гг., а также возможности завышения высот радиоэхо ПРВ-10.

Отражаемость гроз и местоположение эхо-сигналов молний

Выше указывалось, что радиолокационная отражаемость в грозах в среднем больше, чем в ливнях. Однако в ходе кривых гроз и ливней на рис. 1 имеются перекрывающиеся области, свидетельствующие, в частности, о неоднозначности применения ли одной величины $\bar{Z}$ или $Z_{\text{макс}}$ в качестве признака, используем для оперативного опознавания гроз. Кроме того, определенным следствием, вытекающим из анализа тех же кривых, могут быть случаи, когда зоны максимальной отражаемости или зоны максимального эхо-сигнала не совпадают с координатами грозовых рядов. Действительно, трудно ожидать, что пространственное распределение электрических характеристик в грозах полностью копирует пространственное распределение их отражаемости. Это наглядно иллюстрируется табл. 3, где приведены средние расстояния между эхо-сигналами ионизированных каналов молний и зонами с различными значениями радиолокационной отражаемости Z во фронтальных облаках.

Таблица

Сопоставление координат эхо-сигналов молний и изолиний радиолокационной отражаемости

$Z \text{ мм}^6/\text{м}^3$	$Z_{\text{макс}}$	$Z_{\text{макс}} \cdot 10^{-1}$	$Z_{\text{макс}} \cdot 10^{-2}$	$Z_{\text{макс}} \cdot 10^{-3}$	$Z_{\text{макс}} \cdot 10^{-4}$
Среднее расстояние ΔR км до изолиний Z_i	11,0	5,9	4,6	7,7	12,0
Число случаев	39	26	27	27	24

Из анализа табл. 3 следует, что наименьшие значения ΔR соответствуют не зонам с максимальными значениями радиолокационной отражаемости $Z_{\text{макс}}$, а зонам со значениями $Z_{\text{макс}} \cdot 10^{-2}$. При этом для первого случая $\Delta R = 11,0$ км, а для второго $\Delta R = 4,6$ км.

Дальнейший анализ экспериментального материала позволяет также установить, что эхо-сигналы молний в большинстве случаев совпадают с зонами больших горизонтальных градиентов Z . В этом наиболее часто повторяющиеся значения градиентов в эхо-зонах равны $dZ/dR = 10^3 \text{ мм}^6/(\text{м}^3 \cdot \text{км})$.

Из ранее выполненных работ известна большая временная изменчивость величины Z ливней и гроз. Проведенные нами летом 1973 г. радиолокационные наблюдения за 27 ливневыми и грозными очагами подтверждают сказанное. Наблюдения проводились через короткие временные интервалы ($\Delta t < 10$ мин) с помощью РЛС, позволяющей пренебречь ослаблением радиоволн в указанных очагах из-за его малости. В результате обработки наблюдений установлено, что при $\Delta t = 20$ мин величина ΔZ изменяется в широких пределах, от 0—5 дБ до 40—50 дБ при среднем значении, равном $\Delta Z = 17,3$ дБ.

Дальность обнаружения и эффективная площадь рассеяния молний

Для обнаружения ионизированных каналов молний и определения их координат применялась РЛС метрового диапазона типа 12. Возможности ее применения в известной мере характеризуются кривыми на рис. 3. Здесь кривая 1 получена расчетным путем с помощью уравнения радиолокации одиночных целей и характеризует зависимость максимальной дальности радиолокационного обнаружения молний от величины их эффективной площади рассеяния (ЭПР) σ . Кривая 2 построена по результатам радиолокацион-

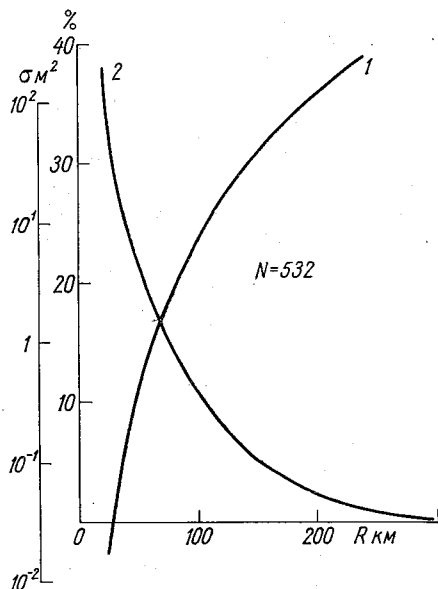


Рис. 3. Максимальные дальности радиолокационного обнаружения различных ЭПР (σ) молний (кривая 1), уменьшение (%) числа эхо-сигналов молний с увеличением расстояния до РЛС (кривая 2).

ных наблюдений эхо-сигналов молний, общее число которых равно 532.

Как видно из рисунка, наблюдается уменьшение числа эхо-сигналов молний с увеличением расстояния между РЛС и грозовыми облаками. Совместное использование кривых 1 и 2 дает возможность приблизительно определить повторяемость ЭПР молний при условии, что все молнии в радиусе 30 км обнаруживаются нашей РЛС.

Тогда вероятность радиолокационного обнаружения молний $W_m(R)$ в зависимости от расстояния можно представить в виде

$$W_m(R) = \int_{\sigma_{\min}}^{\sigma_{\max}} P(\sigma) d\sigma - \int_{\sigma_{\min}(R)}^{\sigma_{\max}} P(\sigma) d\sigma, \quad (2)$$

где $\sigma_{\min}$ и $\sigma_{\max}$ — соответственно минимальное и максимальное значения ЭПР молний, а $\sigma_{\min}(R)$ — минимальное значение ЭПР молний, соответствующее максимальной дальности обнаружения

(кривая 1). Если первый интеграл положить равным единице, второй будет характеризовать вероятность не обнаруженных Э молний на расстояниях $R > R_{\text{макс}}$. Очевидно, разность соседних значений $W_m(R)$ дает возможность определить повторяемость соответствующих значений ЭПР молний:

$\sigma \text{ м}^2 \dots$	10^{-1}	1,1—9,3	9,4—15	16—45	46—92	93—130	131—180	181—
Повторяемость, %	25,0	6,0	36,5	18,0	6,0	5,0	2,2	1,

Из этих данных видно, что ЭПР молний находится в достаточно широких пределах, от 10^{-1} до 350 м^2 . В 54,5% случаев ЭПР молний соответствует градации 9,4—45 м^2 .

Заключение

1. С помощью комплексного применения радиолокационных станций типа П-35, П-12 и радиовысотомера ПРВ-10 получены более надежные характеристики отражаемости и геометрических размеров ливневых и грозовых очагов по сравнению с теми же характеристиками, опубликованными в предыдущих работах.

2. Анализ результатов радиолокационных наблюдений и измерений показывает, что координаты эхо-сигналов молний могут существенно не совпадать с зонами фронтальных кучево-дождевых облаков, характеризующимися максимальными значениями радиолокационной отражаемости.

3. Результаты эксперимента удовлетворительно согласуются с расчетом дальности радиолокационного обнаружения ионизирующих каналов молний с помощью РЛС П-12. Показано, что эффективная площадь рассеяния молний изменяется от 10^{-1} до 350 м^2 . Это обеспечивает радиолокационное обнаружение отдельных молний на расстоянии до 250 км.

В заключение авторы выражают благодарность за большую помощь в проведении радиолокационных наблюдений и измерений А. Ф. Гончару, В. Н. Егорову, В. Н. Стасенко, В. А. Алексееву, Ю. П. Боброву.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеозиздат, 1973. 352 с.
2. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Особенности радиолокационных характеристик грозовых облаков.— «Тр. ГГО», 1965, вып. 173, с. 19—25.
3. Мучник В. М. Некоторые радиолокационные характеристики ливневых гроз.— «Тр. ЦАО», 1958, вып. 20, с. 82—87.
4. Сальман Е. М., Гашина С. Б. Локализация осадков и грозоопасных зон по их радиолокационным характеристикам.— Тр. ГГО, 1967, вып. 217, с. 33—39.
5. Гальперин С. М., Степаненко В. Д., Осетров А. С. Радиолокационное обнаружение молний.— «Тр. ГГО», 1974, вып. 301, с. 81—87.
6. Сальман Е. М. Некоторые вопросы улучшения службы радиолокационных штормоповещений.— «Труды ЦАО», 1958, вып. 20, с. 29—35.

Б. М. ВОРОБЬЕВ, О. В. ПОНОМАРЕВА

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАКРОДИНАМИЧЕСКИХ И МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В МЕЛКОКАПЕЛЬНОЙ КОНВЕКТИВНОЙ СТРУЕ

Несмотря на достигнутые в последние годы успехи в разработке теории конвективных процессов и явлений, эту задачу еще нельзя считать полностью решенной. Трудности построения количественной теории кучевого облака обусловлены прежде всего тем, в ней надо учитывать большое число факторов, существенно различных по своей природе, но тесно взаимодействующих друг с другом: конвекцию, конденсационно-коагуляционные и кристаллизационные процессы, электрические явления, взаимодействие облака с окружающей средой и др. Даже будучи взятыми в отдельности, эти процессы представляют собой достаточно сложную теоретическую задачу. Между тем они тесно связаны друг с другом, и следовательно, лишь комплексный подход к изучению конвективного облака может дать ясные представления о механизме его образования, а также позволит выбрать наиболее оптимальные пути и средства для управления его развитием.

В настоящее время для количественного описания процессов в кучевых облаках широкое распространение получили концепции о струйной природе конвективных элементов. При таком подходе, несмотря на его очевидные недостатки и ограничения, появляется возможность учета взаимосвязи макродинамических и микрофизических процессов, взаимодействия конвективной струи с окружающей средой и, что особенно важно, расчета процесса в натурных условиях.

Наиболее полно теория движения конвективных облачных струй в стратифицированной атмосфере представлена в [1—4]. В численной схеме [4] в развитие [1—3] учитывается кинетика конденсационно-коагуляционных взаимодействий в многофазной (капли + пар + кристаллы) конвективной струе.

В данной работе на основе теории [4] выполнены модельные расчеты процессов, протекающих в капельно-жидких и искусственно кристаллизующихся конвективных струях.

Исходная система уравнений

Численная схема многофазной конвективной струи представляет собой систему нелинейных дифференциальных уравнений для расчета вертикальной скорости движения w , температуры T' , радиуса внешней границы струи R , давления p , а также концентрации ипель n , относительной влажности воздуха f' , радиуса водяных и ледяных (r_*) сферических частиц и имеет вид [4]:

$$\begin{aligned} \frac{dw}{dz} &= \frac{g}{w} \left[\frac{T'_v - T_v}{T_v} - (S + S_*) \right] - \frac{w}{m} \frac{dm}{dz}; \\ -\frac{dT'}{dz} &= \frac{g}{c_p} \frac{T'}{T} - \frac{T' - T}{m} \frac{dm}{dz} + \frac{4\pi\rho r^2 n L}{c_p} \frac{dr}{dz} + \frac{4\pi\rho_* r_*^2 n_*}{c_p} \times \\ &\quad \times \left[(L + L_*) \left(\frac{dr_*}{dz} \right)_{\text{конд}} + L_* \left(\frac{dr_*}{dz} \right)_{\text{коаг}} \right]; \\ \frac{dR}{dz} &= \frac{R}{2} \left(\frac{1}{m} \frac{dm}{dz} + \frac{Mg}{kNT} + \frac{1}{T'} \frac{dT'}{dz} - \frac{dw}{w dz} \right); \\ -\frac{dn}{dz} &= \pi (r + r_*)^2 (v_* - v) n n_* \frac{MpE(r, r_*)}{wkNT'}; \\ \frac{dr}{dz} &= \frac{D\mu E'\beta}{\rho kNT'r w} \left(f' - 1 - \frac{2\sigma\mu}{\rho kNT'r} + \frac{i\mu m_0}{\frac{4}{3}\pi\rho r^3 M_0} \right); \\ \frac{dr_*}{dz} &= \frac{D\mu E'_*\beta}{\rho_* kNT'_* r_* w} \left(\frac{f'E' - E'_*}{E'_*} - \frac{2\sigma_*\mu}{\rho_* kNT'_* r_*} \right) + \frac{MpS(v_* - v)E(r, r_*)}{4\rho_* kNT'_* w}; \\ \frac{df'}{dz} &= f' \left(-\frac{\mu L}{kNT'^2} \frac{dT'}{dz} - \frac{Mg}{kNT'_v} \right) - \frac{1}{m} \frac{dm}{dz} \left[f' + \right. \\ &\quad \left. + \frac{Mp}{\mu E'} (S + S_*) - \frac{fE}{E'} \right] - \frac{4\pi DMp\beta}{wkNT'} \times \\ &\quad \times rn \left(f' - 1 - \frac{2\sigma\mu}{\rho kNT'r} + \frac{i\mu m_0}{\frac{4}{3}\pi\rho r^3 M_0} \right) - \\ &\quad - \frac{4\pi DMp r_* n_* \beta E'_*}{wkNT'E'} \left(\frac{f'E' - E'_*}{E'} - \frac{2\sigma_*\mu}{\rho_* kNT'_* r_*} \right); \\ -\frac{dp}{dz} &= \frac{Mgp}{kNT_v}. \end{aligned}$$

Здесь T, f — соответственно температура и влажность воздуха в струи; g — ускорение силы тяжести; c_p — удельная теплоемкость воздуха; L, L_* — теплота конденсации и замерзания; S, S_* — удельная водность и ледность; μ, M — молекулярные веса водяного па-

воздуха; D — коэффициент диффузии пара; σ, σ_* — поверхностное натяжение воды и льда; n, n_* — концентрации водяных капель и ледяных кристаллов в единице массы воздуха; E', E — упругости водяного пара над плоской поверхностью воды при температурах T' и T соответственно; E'_* — упругость насыщения надом при температуре T' ; k — постоянная Больцмана; N — число Авогадро; λ — коэффициент молекулярной теплопроводности воздуха; i — коэффициент Вант-Гоффа; v, v_* — гравитационная скорость падения капель и кристаллов; $E(r, r_*)$ — коэффициент затухания; m_0, M_0 — масса и молекулярный вес растворимого ядра конденсации; β, β_* — психрометрические множители, учитывающие отклонение температуры капель и кристаллов от температуры окружающего воздуха и численно равные

$$\beta = \left(1 + \frac{D\mu^2 L^2 E'}{k^2 N^2 T'^3 \lambda} \right)^{-1}, \quad (9)$$

$$\beta_* = \left(1 + \frac{D\mu^2 (L + L_*)^2 E'_*}{k^2 N^2 T'^3 \lambda} \right)^{-1}. \quad (10)$$

Система уравнений (1) — (8) может быть решена, если известен закон изменения с высотой секундной массы (m) струи. Предполагается, что окружающий воздух турбулентно втягивается в струю со скоростью, пропорциональной скорости ее движения, этот закон запишется в виде [1]

$$\frac{1}{m} \frac{dm}{dz} = \frac{C}{R} \frac{T'}{T}, \quad (11)$$

C — константа вовлечения, численно равная удвоенному отношению скорости бокового втека внешнего воздуха к скорости движения струи.

Заметим, что система (1) — (8) в принципе может быть пригодна для расчета процессов в любых неадиабатически охлаждающихся реактивных элементах (например, термках). Однако при этом для системы уравнений (3) и (11) необходимо задать выражения, соответствующие рассматриваемому типу элемента.

Метод решения. Параметры и соотношения, используемые в расчетах

Система уравнений (1) — (8) решалась численно на ЭВМ методом Рунге—Кутты. Дифференциальные уравнения интегрировались с высоты от некоторого исходного уровня, на котором задавались начальные параметры струи, до произвольного уровня z .

При конкретных расчетах использовались следующие значения констант и параметров: $g = 980$ см/с²; $\mu = 18,02$ г/моль; $M = 3,96$ г/моль; $k = 1,36 \cdot 10^{-16}$ эрг/°C; $N = 6,02 \cdot 10^{23}$ г/моль; $c_p = 24$ кал/(г·°C); $L = 600$ кал/г; $L_* = 80$ кал/г; $D = 0,20$ см²/с; $\sigma = 3$ эрг/см²; $\rho = 1$ г/см³; $\lambda = 5,8 \cdot 10^{-5}$ кал/(см·мин·°C); $i = 2,0$; $r_* = 1$; $\rho_* = 0,92$ г/см³; $\sigma_* = 82$ эрг/см².

Упругость насыщения водяного пара над водой и льдом рассчитывалась по уравнению Клаузиуса—Клапейрона.

Для скорости гравитационного падения капель и кристаллов пользовались выражения:

$$v = 1,26 \cdot 10^6 r^2, \quad r, r_* \leq 40 \text{ мкм},$$

$$v = (\sum a_j r^j) e^{bz}, \quad r, r_* > 40 \text{ мкм},$$

где a_j, b — некоторые коэффициенты, численные значения которых приведены в [5] на основе аппроксимации экспериментальных данных Ганна—Кинцера.

Анализ результатов расчета

Варьируемые в расчетах исходные параметры облачных струй представлены в табл. 1. При этом модели 1—5 соответствуют двухфазным (капли+водяной пар) конвективным струям, а модели 6—8 — трехфазным (капли+водяной пар+кристаллы). Остальные исходные данные числовых моделей принимались во всех случаях постоянными и равными: $T_0 = T'_0 = 10^\circ \text{C}$; $f_0 = f(z) = 50\%$; $r_0 = 1 \text{ мкм}$; $dT/dz = -7^\circ \text{C/км}$; $p_0 = 800 \text{ мб}$. Указанные параметры являются типичными для мощных кучевых облаков, развивающихся летом в умеренных широтах.

Таблица 1

Исходные параметры облачных струй

№ модели	Исходные параметры					
	$W_0 \text{ м/с}$	$R_0 \text{ км}$	$n_0 \text{ 1/г}$	$n_{*0} \text{ 1/г}$	$T'_* \text{ }^\circ\text{C}$	$Z_* \text{ км}$
1	5,0	5,0	10^4	—	—	—
2	5,0	5,0	10^5	—	—	—
3	2,0	2,0	10^4	—	—	—
4	2,0	2,0	10^6	—	—	—
5	10,0	5,0	10^6	—	—	—
6	10,0	5,0	10^6	10^3	—5	2,6
7	10,0	5,0	10^6	10^4	—5	2,6
8	10,0	5,0	10^6	10^5	—5	2,6

Основные результаты выполненных расчетов представлены в сводной табл. 2, а также на рис. 1—2. По вертикальной оси отложены высота относительно основания облака и соответствующие ей значения температуры окружающей среды, а по горизонтали — рассчитанные значения параметров струи — облака. Цифры кривых соответствуют номерам числовых моделей, исходные данные которых приведены в табл. 1.

Расчетные значения параметров конвективной струи

М	Номера числовых моделей											
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
	Скорость (W м/с)				Перегрев ($\Delta T^\circ \text{C}$)				Радиус струи (R км)			
5	8,1	7,9	6,2	6,0	0,9	0,9	0,6	0,6	4,9	4,1	1,2	1,2
6	11,0	10,7	8,5	8,3	1,7	1,6	1,0	1,0	3,6	3,7	1,1	1,1
7	13,6	13,0	10,0	9,4	2,3	2,2	1,1	1,1	3,4	3,4	1,1	1,2
8	16,0	15,5	10,6	10,3	2,6	2,5	1,1	1,0	3,3	3,3	1,1	1,2
9	18,0	17,2	10,6	10,3	2,9	2,7	0,8	0,7	3,2	3,3	1,1	1,2
10	19,7	18,8	9,8	9,3	3,1	2,7	0,4	0,3	3,2	3,3	1,4	1,4
11	20,8	19,7	7,5	6,8	2,9	2,5	-0,2	-0,3	3,2	3,4	1,6	1,7
12	21,5	20,3	1,0	0,3	2,5	2,0	-0,8	-0,9	3,3	3,5	4,9	19,6
13	21,4	20,0			1,6	1,3			3,4	3,6		
14	21,0	19,0			1,0	0,4			3,7	3,8		
15	16,8	13,3			-1,0	-1,2			4,4	4,9		
16	7,0	2,0			-4,0	-4,1			7,6	∞		
	Радиус капель (r мкм)				Водность (S г/кг)				Пересыщение ($\epsilon\%$)			
17	28,0	13,0	27,2	5,8	1,0	0,9	0,8	0,8	5,5	1,2	3,6	0,21
18	35,3	16,2	34,0	7,2	1,8	1,8	1,6	1,6	6,3	1,3	4,3	0,21
19	40,0	18,4	37,5	8,1	3,0	2,6	2,3	2,2	7,4	1,5	4,5	0,22
20	43,5	19,9	40,6	8,7	3,4	3,3	2,8	2,7	8,3	1,7	4,6	0,22
21	46,7	21,3	42,5	9,2	4,0	4,0	3,4	3,2	9,4	1,8	4,4	0,21
22	48,5	22,2	44,5	9,5	4,9	4,6	3,7	3,6	10,1	2,0	3,9	0,18
23	50,0	23,0	46,0	9,8	5,2	5,0	4,0	3,9	10,7	2,1	3,0	0,14
24	51,7	23,7	47,1	10,1	5,8	5,5	4,3	4,2	11,2	2,2	1,0	0,01
25	52,5	24,0			6,1	5,7			11,1	2,0		
26	53,4	24,4			6,4	6,1			10,2	1,9		
27	54,2	24,7			6,6	6,3			5,4	1,0		
28	54,4	24,9			6,7	6,5			1,0	-1,2		

В качестве первого примера (рис. 1) рассмотрим двухфазную — типичную модель стационарного конвективного облака, не достигшего в своем развитии стадии интенсивной кристаллизации и интенсивного осадкообразования. При этом модель 1 отличается от 2, также как и 3 от 4, только начальной концентрацией капель (см. табл. 1), в то время как группа моделей 1 и 2 имеет существенно разные по сравнению с 3 и 4 исходные значающие макрохарактеристики струи (разные величины w_0 и R_0).

Обратим прежде всего внимание на тот факт, что макродинамические характеристики облака — его вертикальная мощность, перегрев ($\Delta T = T' - T$), скорость восходящих движений — не претерпевают существенных изменений при варьировании начальной концентрации капель. Это хорошо видно из сравнения кривых 1 и 2, также 3 и 4 для однотипных по исходным макрохарактеристикам моделей. Указанная закономерность вполне понятна, так как основной энергетический источник развития конвективного облака —

выделение теплоты конденсации — сохраняется при этом практически неизменным.

В то же время радиус капель и пересыщения водяного пара ($\varepsilon = f' - 1$) существенно меняются при изменении начальной концентрации капель. Так, например, максимальный размер кап-

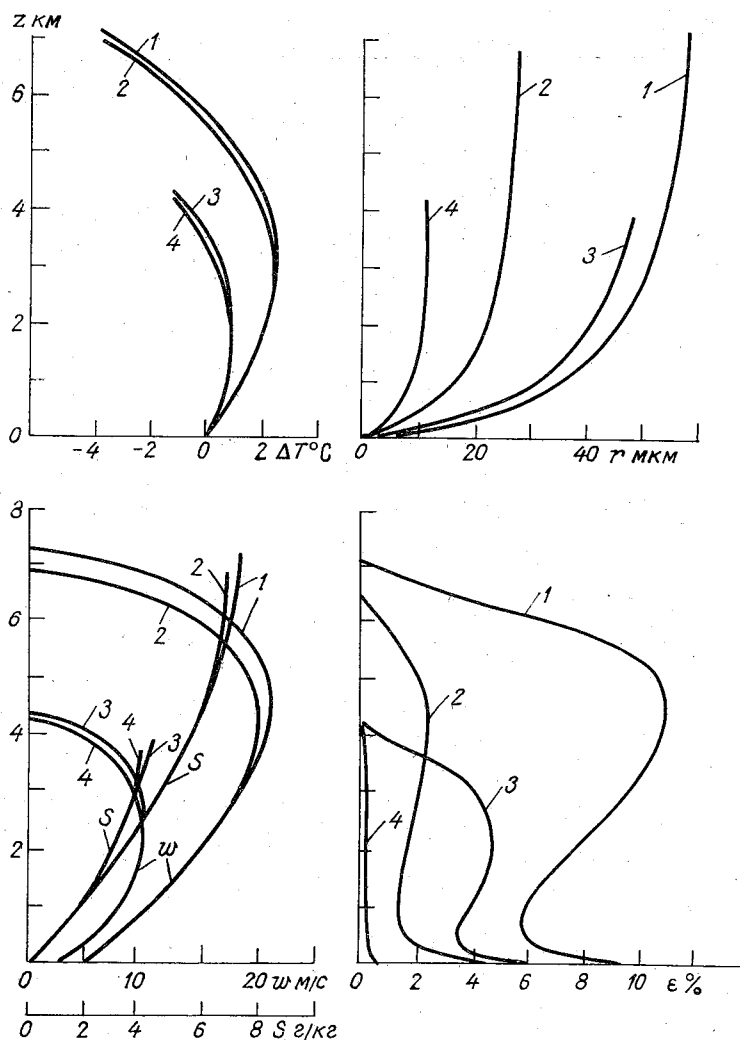


Рис. 1. Пример расчета параметров двухфазной (капельно-жидкой) конвективной струи.

в модели 1 примерно вдвое, а пересыщение в 5 раз больше, чем значение в модели 2, отличающейся от 1 на порядок меньшим числом капель. Указанная закономерность сохраняется и для моделей 3 и 4.

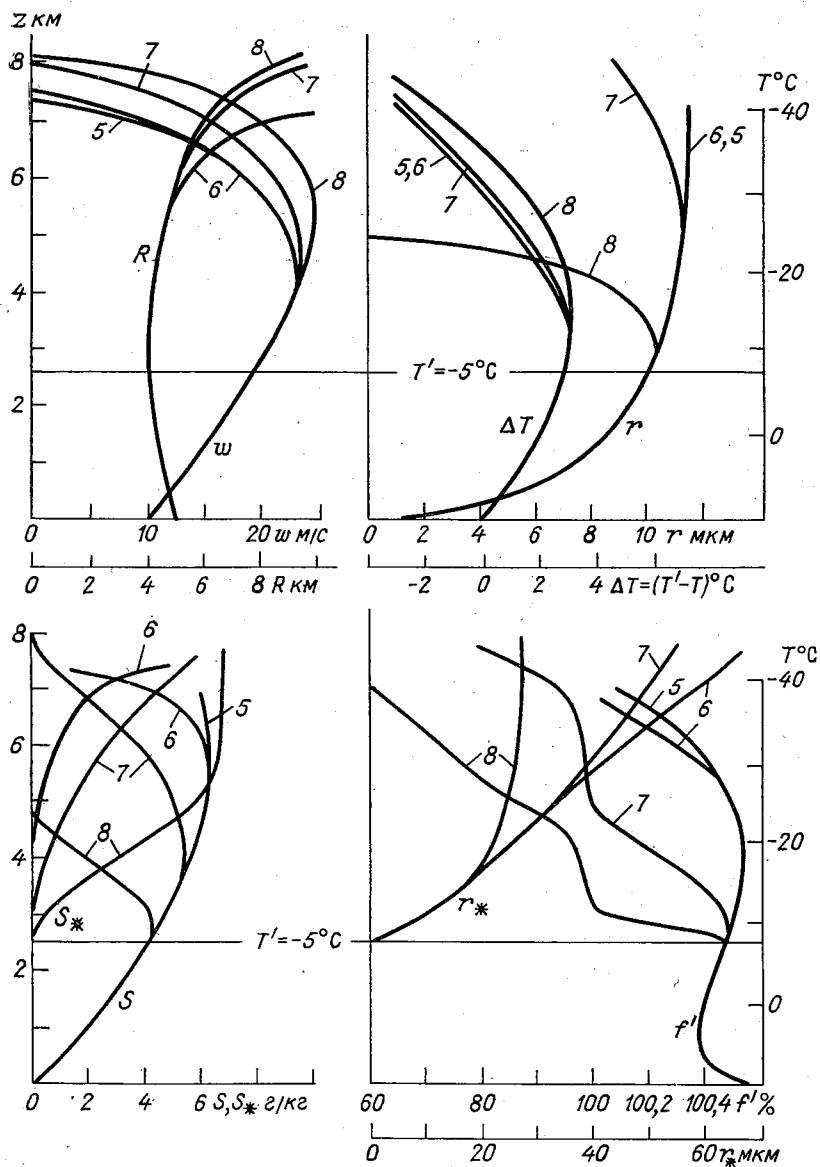


Рис. 2. Пример расчета параметров искусственно кристаллизующейся конвективной струи.

Чтобы объяснить полученные результаты, рассмотрим более подробно уравнение для пересыщения, которое наиболее тонко реагирует на изменение внутренней структуры облака. Как показывают расчеты, при не слишком быстро меняющихся параметрах облака вместо дифференциального уравнения (7) можно использовать, полагая в нем $df'/dz=0$, а также пренебрегая влиянием кривизны кристалла, аналитическое выражение вида

$$\epsilon = f' - 1 - \frac{\frac{4\pi DMp}{\rho kNT'w} \left[\left(\frac{i\mu_0 n}{4/3\pi r^3 M_0} - \frac{2\sigma n}{kNT'} \right) \beta + r_* n_* \rho_* \beta_* \right] + \frac{1}{m} \frac{dm}{dz} \left[(S + S_*) \frac{Mp}{\mu E'} - \frac{fE}{E'} \right] + \frac{Mg}{kNT} - \frac{\mu L\gamma'}{kNT'^2}}{\frac{\mu L\gamma'}{kNT'^2} - \frac{Mg}{kNT} - \frac{1}{m} \frac{dm}{dz} - \frac{4\pi DMp}{\rho kNT'w} \cdot \left(rn\beta + r_* n_* \rho_* \beta_* \right) \frac{E_*'}{E'}}$$

Выполнив в (13) численную оценку всех слагаемых, а также полагая процесс адиабатическим, получим удобные для анализа приближенных расчетов формулы для определения пересыщения пара в смешанном ($\epsilon_{см}$) и капельном ($\epsilon_{к}$) облаке:

$$\epsilon_{см} = \frac{\mu L\gamma'w - 4\pi DMpr_* n_* T' \left(1 - \frac{E_*'}{E'} \right)}{4\pi DMpT' (rn + r_* n_*) - \mu L\gamma'w},$$

$$\epsilon_{к} = \frac{\mu L\gamma'}{4\pi DMpT'} \frac{w}{rn}.$$

Как видно из (15), пересыщение пара в капельном, адиабатически охлаждающемся облаке прямо пропорционально скорости входящих движений¹ и обратно пропорционально произведению радиуса каплей на их концентрацию. Выражение (15), несмотря на его приближенный характер, позволяет объяснить существенные различия в величинах пересыщений в моделях 1—4 за счет разницы значений концентраций каплей, их размеров, а также разных скоростей восходящих движений.

Что касается особенностей вертикального профиля пересыщения, то их легко понять, рассматривая кинетику конденсационного процесса.

Любопытно отметить характерные особенности вертикального профиля пересыщения пара. В самой нижней части облака, лежащей вблизи уровня конденсации, пересыщение резко убывает с высотой, затем возрастает примерно до уровня максимальной вертикальной скорости, а потом опять убывает. При этом такая закономерность выражена тем сильнее, чем меньше исходная концентрация

¹ Аналогичная зависимость ϵ от w получена также в [6].

ель и чем больше скорости восходящих движений. Это объясняется тем, что при малых размерах капель (вблизи уровня конденсации) скорость их роста очень большая, что приводит к резкому увеличению с высотой общей поверхности, на которую исходит сток избытка водяного пара, и соответственно к уменьшению пересыщения. По мере поднятия вверх скорость роста капель замедляется, и пересыщение пара после достижения минимального значения начинает возрастать. В дальнейшем оно вновь начинает убывать за счет того, что при достижении струей сравнительно низких температур дополнительный приток влаги в охлаждающемся воздухе становится очень малым, не способным скомпенсировать расход пара как на рост капель, так и на влагообмен увлекаемым в облако более сухим окружающим воздухом.

Переходим теперь к анализу процессов, протекающих в искусственно кристаллизующейся конвективной струе. Результаты таких расчетов представлены в моделях 6—8. Модель 5 относится к одному по макрохарактеристикам, но чисто капельному облаку; используется в дальнейшем для сравнения. Предполагается, что ледяные частицы непрерывно вводятся на уровне с температурой $T' = -5^\circ \text{C}$, притом их концентрация меняется в пределах от г^{-1} (модель 6) до 10^5 г^{-1} (модель 8).

Судя по результатам расчетов, варьирование начальной концентрации кристаллов не приводит к существенному изменению кинематической структуры облака¹. По-видимому, такая закономерность является характерной лишь для наиболее мощных кучевых облаков, в то время как для кучевых облаков, не сильно вытянутых по вертикали, интенсификация кристаллизационных процессов может оказывать существенное влияние на их макродинамику. Последнее отмечалось ранее [8].

Рассмотрим влияние концентрации ледяных частиц на изменение капельно-жидкой водности облака. Как видно из рис. 2, при заданных в нашем примере условиях заметное уменьшение переохлажденной воды возможно лишь при достаточно высоких концентрациях ледяных частиц, равных 10^4 г^{-1} и более. При $n_* = 10^5 \text{ г}^{-1}$ кристаллизационный процесс идет настолько быстро, что заметное уменьшение водности за счет «пожирания» капель кристаллами наблюдается практически с уровня засева (см. кривую 8 для S). В то время концентрация $n_* = 10^3 \text{ г}^{-1}$ оказывается явно недостаточной, чтобы изменить существенным образом фазовое состояние облака (см. кривую 6 для S).

Помимо концентрации ледяных частиц, значительное влияние микрофизику кристаллизующегося облака оказывают, судя по расчетам, уровень засева и величина скорости восходящих потоков. Это обусловлено кинетикой конденсационно-коагуляционных взаимодействий между каплями и кристаллами, интенсивно протекающих лишь при большой концентрации последних либо при достижении ими крупных размеров. Отсюда следует, что кристаллизующий

¹ Аналогичный результат получен в [7, 8].

эффект должен быть выражен тем сильнее, чем больше концентрация введенных в облако кристаллов, чем ниже уровень их засыпки и чем меньше скорость восходящих движений в переохлажденной части облака.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Squires P., Turner I. S. An entraining jet model for cumulonimbus draughts.— „Tellus“, 1962, 14, N 4, p. 422—434.
2. Качурин Л. Г., Бекряев В. И., Дыдина Г. П. Траектории турбулентных нагретых затопленных струй в атмосфере.— «Изв. АН СССР. Сер. физ.», 1964, № 12, с. 1859—1868.
3. Бекряев В. И. Турбулентная неизотермическая струя в стратифицированной атмосфере.— «Тр. ЛГМИ», 1972, вып. 45, с. 62—72.
4. Воробьев Б. М. К расчету искусственной кристаллизации мелкокапельных мощных кучевых облаков.— «Тр. ЛГМИ», 1972, вып. 45, с. 108—116.
5. Foot G. B., Toit D. S. Terminal velocity of raindrops aloft.— „J. Appl. Meteorol.“, 1968, 8, N 2, p. 249—253.
6. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Л., Гидрометеоиздат, 1964. 401 с.
7. Шишкин Н. С. К вопросу об учете влияния фазовых превращений на скорость вертикального развития конвективного облака.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 278, с. 29—38.
8. Бекряев В. И., Воробьев Б. М. Струйная модель облачной конвекции. Численный эксперимент.— «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1972, т. 8, № 9, с. 925—935.

СОДЕРЖАНИЕ

Бромберг, Н. В. Бычков, Т. Н. Громова, В. Я. Никанров. Об эффективности кристаллизации переохлажденного тумана под влиянием льдообразующих веществ, диспергированных взрывом	3
Башкирова, И. А. Молоткова, Т. А. Першина. О влиянии некоторых растворимых в воде веществ на замерзание капель воды	8
Громова, Т. А. Першина, Е. В. Преображенская, П. Ф. Свистов. Идентификация частиц, вылетающих при замерзании капель водных растворов	18
Савельева, Ю. В. Гуриков, Н. Ф. Бондаренко. Рентгено-радиометрическое исследование внедрения в лед примесей при направленной кристаллизации водных растворов электролитов	28
Бекряев, Ю. А. Довгальук, А. В. Зинченко. К теории осадкообразования в капельных конвективных облаках	33
Тверская, Г. П. Соколова. Статистические характеристики вертикальных профилей температуры и влажности в атмосфере в дни конвективной облачности	45
Гирс, Ю. А. Довгальук, Я. М. Шварц. К изучению начальной стадии электризации адиабатических туманов	58
Гирс. О некоторых поверхностных свойствах кристаллизующих веществ	63
Громова, Б. И. Зимин, И. А. Скороденко, В. М. Сороковик, Н. В. Торопова. Об опытах по воздействию на конвективные облака с самолета, сопровождающихся наземным радиолокационным наблюдением за результатом воздействия	69
Оренбургская, Ю. П. Сумин. Исследование условий, благоприятных для воздействия в пожароопасных районах Забайкалья	74
Оренбургская. К характеристике кучево-дождевых облаков в отдельных лесных районах Восточной Сибири	81
Осипова, Г. Н. Прохорова. Облачные ресурсы для активных воздействий в Архангельской области и Коми АССР в пожароопасный сезон	92
Осипова. Облачность и осадки при различных условиях влажности в атмосфере в месяцы теплого периода	103
Чуваев, Е. В. Оренбургская, В. Т. Шварц. К характеристике грозовой деятельности в районе южного физико-географического комплекса центральной части Среднерусской возвышенности	109
	165

- 19.00.75
- А. П. Чуваев, В. Т. Шварц. Некоторые особенности формирования грозовой деятельности в отдельных физико-географических комплексах восточной части Приволжской возвышенности
 - В. Г. Морачевский, Н. А. Дубрович. Льдообразующие свойства модифицированных ядер конденсации
 - В. Д. Степаненко, С. М. Гальперин. Радиолокационная отражаемость и геометрические размеры ливней и гроз
 - Б. М. Воробьев, О. В. Пономарева. Численное моделирование макродинамических и микрофизических процессов в мелкокапельной конвективной струе