

Вопросы
физики облаков

50 лет
отделу физики облаков ГГО

Сборник избранных статей



УДК 551.576-551.509.6

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

А.А.Синькевич, В.Д.Степаненко, Ю.А.Довгалюк

В марте 2008 года отделу физики облаков ГГО исполнилось 50 лет. Он был создан как самостоятельное подразделение в 1958 г. по инициативе Н.С.Шишкина и поддержке администрации ГГО в лице зам. директора В.Я.Никандрова.

В сборнике «50 лет отделу физики облаков ГГО» представлены статьи, освещающие наиболее значимые результаты теоретических и экспериментальных исследований облаков при естественном развитии и активных воздействиях, выполненных в отделе физики облаков за период с 1958 г. по настоящее время. Сборник состоит из опубликованных ранее статей и статей специально подготовленных к юбилею отдела.

EDITORIAL BOARD

A.A.Sinkevich, V.D.Stepanenko, Yu.A.Dovgaluk

There was a 50-th anniversary of MGO Cloud Physics Department on March 2008. It was founded as separate department in 1958 by initiative of N.S.Shishkin and support of MGO administration, especially by vice director V.Ya.Nikandrov.

Articles, presenting most significant results of theoretical and experimental investigations of clouds during their natural development and after seeding, are presented in the collection of articles: “50 years of MGO Cloud Physics Department”. These investigations were carried out during a period from 1958 up to now. The collection includes articles published earlier and prepared specially to the Department jubilee.

Федеральная служба
по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды

Государственное учреждение
«Главная геофизическая обсерватория
им.А.И.Воейкова»

Вопросы
физики облаков

50 лет отделу физики облаков ГГО

Сборник избранных статей

Астерион, Санкт-Петербург, 2008

Ю.А. Довгалюк, А.А. Синькевич, В.Д. Степаненко.

ПЯТЬДЕСЯТ ЛЕТ ОТДЕЛУ ФИЗИКИ ОБЛАКОВ ГУ «ГГО»

В марте 2008 года Отделу физики облаков ГГО (ОФО) исполнилось 50 лет. Он был создан как самостоятельное подразделение в 1958 году по инициативе Н.С. Шишкина и при поддержке администрации ГГО в лице заместителя директора В.Я. Никандрова, который еще в предвоенные годы под руководством В.Н. Оболенского начал работать в области активных воздействий на облака и туманы. Отдел был назван Отдел физики облаков и активных воздействий.

С 1958 по 1980 г.г. Н.С. Шишкин оставался бессменным руководителем отдела. К моменту создания отдела им и рядом сотрудников в ГГО был уже выполнен значительный объем теоретических, лабораторных и натуральных исследований, микроструктуры конвективных облаков и осадков, динамики развития облаков и условий их формирования. Результаты этих исследований были обобщены в 1954 г. в монографии Н.С. Шишкина «Облака, осадки и грозовое электричество». Эта монография была одной из первых, посвященных данной проблеме. Она стала настольной книгой для многих ученых последующих поколений.

Возможность практического использования методов активных воздействий на облака и осадки являлась стимулом развития дальнейших фундаментальных исследования по физике облаков.

Отдел всегда стремился выполнять научно-исследовательские работы комплексно, что предусматривало теоретические, лабораторные и натурные исследования облаков и осадков. В последние года боольшое внимание уделялось облакам антропогенного происхождения.

Нам посчастливилось в течение многих лет работать в этом отделе под руководством В.Я. Никандрова и Н.С. Шишкина, являвшихся не только талантливыми учеными-энтузиастами, но и замечательными людьми. С 2007 г. Отдел работает в составе Филиала ГГО НИЦ ДЗА.

В течение этих многих лет работы ОФО были направлены, в основном, на решение следующих задач:

1. Исследование процессов облака – и осадкообразования при естественном развитии и при активных воздействиях;

2. Разработка методов и средств искусственного регулирования осадков с целью тушения лесных пожаров, метеозащиты крупных городов от неблагоприятных метеорологических условий, очищения атмосферы путем вымывания осадками аэрозолей;

3. Изучение облачных ресурсов конвективных облаков для активных воздействий;

4. Изучение механизма образования грозы и изыскания путей искусственного регулирования грозовых явлений, изучение смерчевых облаков;

5. Исследование опасных облаков антропогенного происхождения (аварии на АЭС, ядерные взрывы) и разработка радиолокационных методов обнаружения и способов защиты от их радиоактивного загрязнения;

6. Исследование обледенения летательных аппаратов, разработка способов определения физических параметров этого опасного явления и борьба с ним;

7. Изучение возможностей и особенностей дистанционного получения информации об облаках и осадках с помощью наземных метеорологических радиолокаторов и ИСЗ.

В настоящем докладе выполнено краткое обобщение результатов исследований отдела за прошедшие пятьдесят лет.

1. Исследования облаков и осадков

В начале 1930-х годов в Ленинградском институте экспериментальной метеорологии (ЛИЭМ) под руководством В. Н. Оболенского были начаты экспериментальные и теоретические работы по исследованию процесса осадкообразования в облаках различных форм. Были получены важные результаты по теории конденсационного роста облачных частиц. В. В. Базилевич выполнил серию исследований конденсационных и коагуляционных явлений. Началось исследование микроструктуры облаков и осадков [15, 26, 29, 43].

В 1950 – 1960-х годах в Гидрометслужбе появились самолеты и начались систематические исследования облаков. Первые данные о водности и размерах капель в облаках были получены в ГГО (1946-1950 гг.) Е.С. Селезневой, В.А. Зайцевым, И.И. Честной. В последующие годы эти исследования были продолжены Г.Т. Никандровой, В.А. Зайцевым, М.А. Химач, А.П. Чуваевым, Н.С. Шишкиным. Ими были выполнены многочисленные исследования микроструктуры мощных кучевых и кучево-дождевых облаков, на основании которых были построены эмпирические модели облаков [16, 30, 31, 43], ставшие классическими. Полученные результаты широко используются и цитируются отечественными и ведущими зарубежными специалистами [27]. В качестве примера можно привести полученное В.А. Зайцевым детальное распределение капель по размерам, концентрации капель и водности облака в зависимости от высоты над основанием мощного кучевого облака (рис. 1 и 2).

Многочисленные самолетные исследования облаков, выполненные в последующие годы, расширили наши представления об их внутренней структуре и позволили построить модели для облаков, находящихся на разных стадиях развития [38].

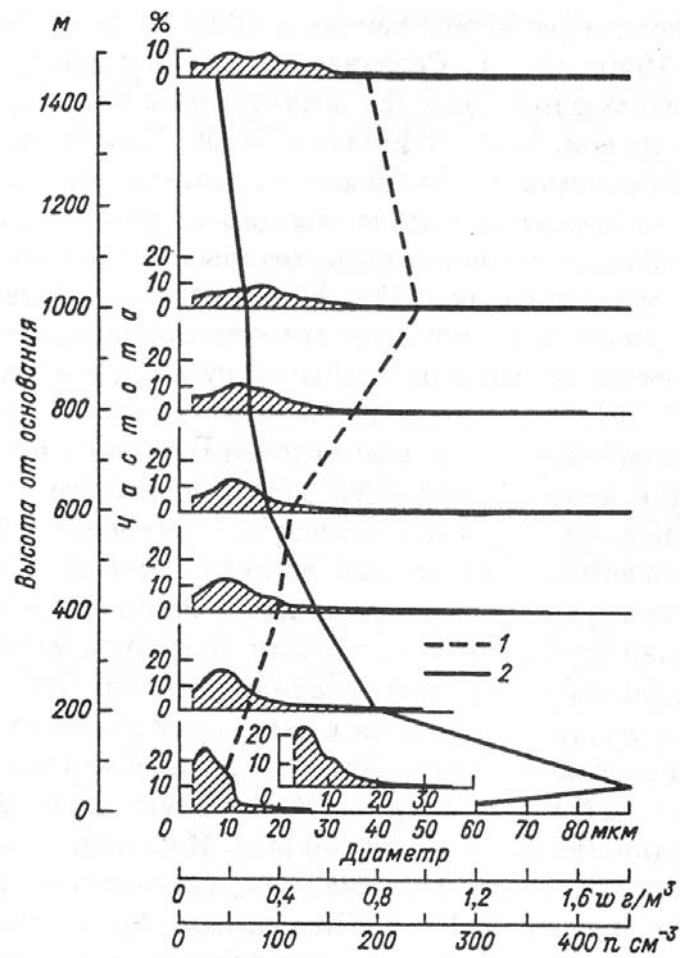


Рис. 1. Распределение капель по размерам (частота в %), влажности w (1) и концентрации капель n (2) в зависимости от высоты в мощном кучевом облаке.

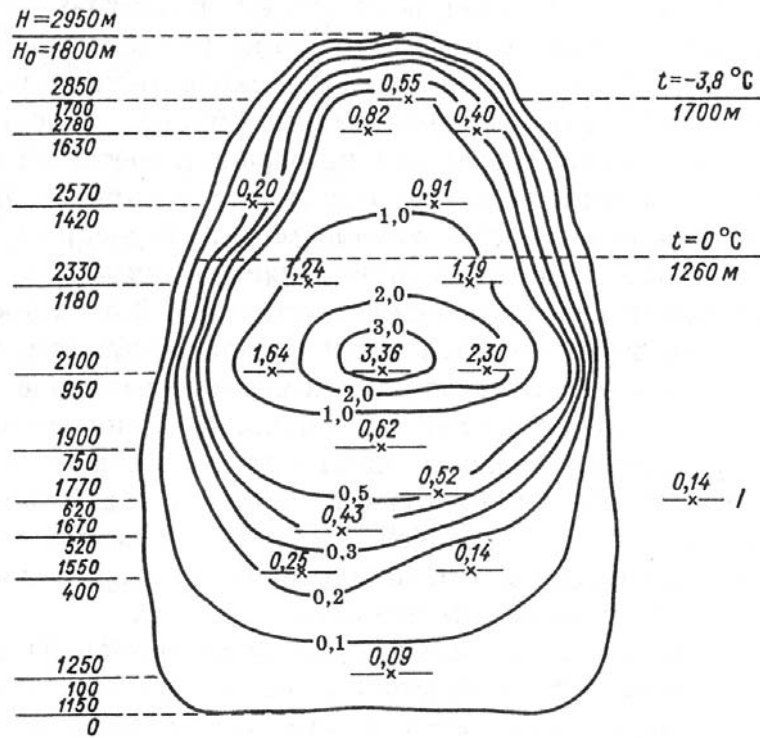


Рис. 2. Распределение влажности ($г / м^3$) в мощном кучевом облаке по данным В.А. Зайцева [43].

H_0 – высота над основанием облака;

H – высота над поверхностью земли;

I – отрезки пути самолета, в пределах которых измерялась влажность.

В теории осадкообразования важнейшим параметром является коэффициент коагуляции. Лабораторные измерения значений этого параметра были выполнены М.А. Химач, Г.А. Чикировой, Н.С. Шишкиным, Н.П. Тверской [43]. Измерения микроструктуры жидких и твердых осадков осуществлялись Г.М. Башкировой, Т.А. Першиной, Н.С. Шишкиным [20]. Результаты проведенных исследований явились тем фундаментом, на котором в дальнейшем развивалась наука о воздействиях на облака. С появлением вычислительной техники значительное развитие получили работы по созданию численных моделей облаков. Одна из первых численных микрофизических моделей была создана Н.С. Шишкиным [43]. Ее дальнейшее развитие было проведено Т.А. Учеваткиной, Д.Д. Сталевич, Ю.А. Довгалюк [8, 43].

Важный шаг в теории естественного осадкообразования сделан при рассмотрении облаков с учетом пульсационного характера развития вертикальных потоков в облаке. Теоретические и экспериментальные работы показали, что развитие конвективных облаков происходит в виде ряда последовательных импульсов. В течение каждого импульса на смену периоду увеличения мощности облака приходит некоторый период, когда рост мощности облака прекращается или даже происходит ее уменьшение. Выявлены оптимальные для образования ливневых осадков значения длительности импульса (10-18 мин) и максимальные значения скорости восходящего потока (9-12 м/с). Установлено, что при оптимальных условиях необходимое для образования осадков число импульсов равно 2. В этом случае выпадение ливневого дождя, крупы или града происходит уже через 20 – 25 мин после начала роста облака [18, 19].

Одновременно велись работы по созданию упрощенных численных моделей облаков. В частности, в работе [13] внесены упрощения в методику численного решения кинетического уравнения коагуляции для описания эволюции

облачного спектра. Показано, что в области радиусов капель, превышающих средний радиус примерно в 20 раз, можно пользоваться упрощенными уравнениями. Разработана схема вовлечения в облако, описываемое стационарной струйной осесимметричной моделью [11], которая позволила установить распределение средней влажности с высотой. Рассчитаны траектории движения частиц, выросших на гигроскопических ядрах конденсации разного размера, вплоть до гигантских ядер. В рамках модели удавалось разделить ядра конденсации в зависимости от их размеров на 2 группы: осадкообразующие и не образующие осадков.

Значительное внимание было уделено развитию метода слоя [30, 43]. Его использование при оценке результатов активных воздействий позволило оценить эффективность так называемого динамического метода воздействий на облака. Было показано, что в условиях, когда рост облака ограничивается мощной инверсией, вклад теплоты кристаллизации в увеличение мощности облака по сравнению с облаком капельного строения незначителен. Вторжение вершин развивающихся облаков в слой инверсии происходит в таких условиях на глубину 0,5 – 1,0 км. Лишь при наличии инверсионных слоев малой мощности возможен положительный результат при динамическом способе воздействия. Метод слоя позволяет при использовании данных сети пунктов радиозондирования оценивать возможные суммарные объемы и водозапасы конвективных облаков над большими территориями [30], а также давать прогноз максимального количества ливневых осадков, что нашло практическое применение в работах по тушению лесных пожаров и др. [43].

В последние два десятилетия под руководством Ю.А. Довгалюк была создана полуторамерная осесимметричная нестационарная модель конвективного облака. С ее использованием были проведены численные эксперименты по моделированию эволюции облаков при

естественном развитии и активных воздействиях на них. Результаты расчетов сравнивались с данными самолетных экспериментов по засеву конвективных облаков [1, 7, 24]. Анализ данных численных экспериментов позволил уточнить понятие стадии жизни конвективного облака, знание которого необходимо для определения момента воздействий на облака с целью регулирования осадков [21]. В настоящее время в ГГО используются три модификации этой численной модели, позволяющие моделировать электрические процессы, процессы осадкообразования и взаимодействие аэрозоля с облаками и осадками [12, 24].

Одна из модификаций полуторамерной модели была использована для прогноза развития конвективных облаков и оценки связанных с ними факторов, опасных для полетов летательных аппаратов. В 1997 – 1999 гг. она прошла независимые испытания в аэропорту «Пулково» и рекомендована для использования в оперативной практике.

Развитие работ в области осадкообразования в значительной степени зависит от знания закономерностей фазовых переходов воды в облаках. Значительный вклад в их понимание и уточнение внесли лабораторные эксперименты. В ГГО наряду с теоретическими велись лабораторные исследования закономерностей гомогенных и гетерогенных фазовых переходов воды и факторов, влияющих на эти процессы. Одновременно продолжалась работа по совершенствованию лабораторного комплекса, созданного под руководством В.Я. Никандрова [15, 17]. В табл. 1. приведено описание лабораторных установок, которые использовались в работах по физике фазовых переходов воды в облаках. Было создано в общей сложности 8 установок разного рабочего объема от 0,006 до 110 м³, которые позволяют моделировать различные микрофизические процессы в облаках.

Табл. 1.

**Лабораторные установки для моделирования
микрофизических процессов в облаках и туманах**

Установка	Вместимость холодильной камеры, м ³	Диапазон температуры °С	Измеряемые параметры	Основные направления исследований
БКТ	110	20 ÷ -23	<i>t, f, D, W, N, E, J</i>	Микроструктура тумана, включая измерение его электрических характеристик; искусственное рассеяние тумана; испытание приборов
«Холод»	0,30	20 ÷ -26	<i>t, W, N</i>	Льдообразующая активность различных веществ
«Поле-2»	0,28	20 ÷ -20	<i>t, E, N</i>	Влияние электрического поля на кристаллизацию водного аэрозоля

Установка	Вместимость холодильной камеры, м ³	Диапазон температуры °С	Измеряемые параметры	Основные направления исследований
«Циррус»	$0,12 \cdot 10^{-3}$	20 ÷ -28	<i>t, f, p, d, q</i>	Замерзание и заряджение отдельных капель воды и растворов в условиях низкого давления и малой влажности
«Адсорбент»	$1,5 \cdot 10^{-3}$	100 ÷ -20	<i>t, f, p, \chi, A</i>	Измерение массы адсорбированной влаги на поверхности веществ и поверхностной проводимости веществ
«Капля»	0,006	20 ÷ -25	<i>t, d</i>	Определение температуры замерзания отдельных капель растворов и среды

Установка	Вместимость холодильной камеры, м ³	Диапазон температуры °С	Измеряемые параметры	Основные направления исследований
«Контакт»	0,006	20 ÷ -28	t, d, q	Замерзание и электризация капель при контакте; раскалывание капель при замерзании; процесс выброса микрочастиц при замерзании; заряджение тумана при наличии коронного разряда
«Поле-1»	$2,0 \cdot 10^{-4}$	20 ÷ -30	t, d, E	Влияние внешнего электрического поля на замерзание отдельной капли воды и растворов

Примечание, t – температура; f – влажность; D – оптическая плотность; W – водность; N – число кристаллов; E – напряженность электрического поля; J – плотность тока; p – давление воздуха; q – заряд капли; d – диаметр капли; χ – электрическая проводимость; A – адсорбция.

Большой объем работы был связан с созданием приборов и оснащением ими самолетов. Под руководством А.А. Синькевича А.А. были созданы самолеты лаборатории Ил-14, Як-40 [36]. Выполненные с использованием самолетов-лабораторий исследования внесли значительный вклад в понятие стадии жизни облака, в изучение внутренней структуры облаков [32, 36]. Были получены и новые физические закономерности, в частности, с помощью разработанного в ГГО ИК-радиометра было показано, что развивающиеся облака теплее окружающего их воздуха, в то время как разрушающиеся – холоднее. При этом разница температуры может достигать нескольких градусов [37].

Продолжались исследования, связанные с обледенением самолетов. По результатам многочисленных летных и лабораторных экспериментов, проведенных В. Д. Степаненко и другими, были изучены зависимости интенсивности и вероятности обледенения самолетов и вертолетов от водности облаков, температуры воздуха, размеров капель и других параметров, а также от скорости полета самолета. Составлены рекомендации по прогнозу зон опасного обледенения с использованием метеорадаров [40]. В процессе исследований был разработан новый измеритель интенсивности обледенения самолетов, защищенный авторским свидетельством на изобретение [5].

В 1986 г после аварии на Чернобыльской АЭС отдел начал новые исследования в области аэрозольного радиоактивного загрязнения подстилающей поверхности. Основное внимание было уделено разработке метода определения степени загрязнения по данным аэрологической, метеорологической информации, радиолокационной информации и численного моделирования. Отдел продолжает работать и в настоящее время в этом направлении, сосредоточив усилия не только на обнаружении и прослеживании аварийных выбросов с помощью РЛС, но и разработке средств защиты населения и местности от

радиоактивного загрязнения. Работы в этом направлении были высоко оценены научной общественностью, и в 1998 г коллектив сотрудников ГГО и ВНИИРА был признан в качестве ведущей научной школы России: «Радиолокационные исследования грозовых облаков и возникающих в них ионизированных образований, а также облаков экстремальных ситуаций (ядерные и обычные взрывы, аварии на АЭС, пожары). Основателем школы явился В.Д.Степаненко.

2. Активные воздействия на облака

Исследования в области активных воздействий на облака являлись на протяжении длительного времени одним из фундаментальных направлений проработы отдела. Среди множества задач этого направления исследований следует выделить вопросы, связанные с изучением реагентов и средств воздействия на облака. В лабораторных условиях под руководством Т. Н. Громовой исследовались кристаллизующие свойства многих веществ (растворы фтороглюцина и йодистого свинца, пиротехнические составы с PbJ_2 , порошки CuS [9, 10, 28]). Многие из них нашли промышленное применение. По некоторым направлениям ГГО намного лет опередило уровень мировой науки. Достаточно отметить, что в настоящее время за рубежом стали активно развивать методы воздействий на облака с помощью $NaCl$. Этот метод был разработан теоретически и экспериментально испытан в ГГО еще в 1960-е годы. Работы наших сотрудников показали, что с помощью порошка $NaCl$ в смеси с цементом (4:1) можно вызывать осадки из конвективных облаков капельного строения при положительной или небольшой отрицательной температуре на их верхней границе, если мощность облака составляет 2,2 – 2,5 км и более. Теоретически рассчитаны оптимальные нормы расхода $NaCl$ [39].

Разработана методика воздействия на переохлажденные облака и туманы с помощью пиропатронов с PbJ_2 и AgJ [42]. Ю. П. Сумин предложил и проверил методику проведения натуральных испытаний эффективности действия льдообразующих реагентов с применением двух маркирующих зон, образуемых при помощи CO_2 . При этом возникают хорошо заметные зоны кристаллизации, между которыми в облако вводится испытуемый реагент, и практически исключается возможность потери ориентировки.

Одновременно с исследованиями льдообразующей активности веществ велись фундаментальные лабораторные эксперименты по изучению механизмов нуклеации льда путем изучения адсорбции паров воды и измерения поверхностной проводимости веществ [14]. По результатам этих работ было предложено ввести комплексный параметр, позволяющий прогнозировать льдообразующую активность веществ.

В 1966 г. ГГО совместно с ЛенНИИ лесного хозяйства были начаты исследования ранее разработанного в обсерватории метода вызывания осадков для тушения лесных пожаров. Первые практические работы по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками были проведены в пожароопасные сезоны 1968 и 1969 гг. в отдельных районах Сибири и Дальнего Востока [23]. В 1971 г. на территории Красноярского края были проведены государственные испытания метода тушения пожаров, который рекомендован для практического применения. Основные результаты опытно-производственных работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками в различных районах Сибири и Дальнего Востока за 1970 – 1972 гг. приведены в табл. 2. Из таблицы следует, что за 3 года с помощью предложенного метода потушен 121 пожар общей площадью около 180 тыс. га [30, 41].

Табл. 2.

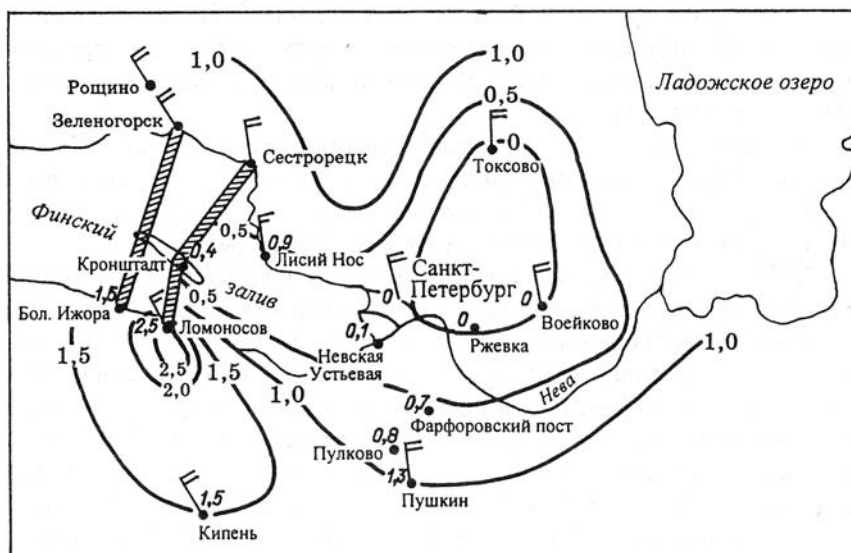
**Основные результаты опытно-производственных работ
по тушению лесных пожаров искусственными осадками в 1970 – 1972 гг.**

Район работ	Год	Число дней с полетами на воздействие		Число дней с воздействиями		Число случаев с воздействиями		Число пожаров		Пожары, потушенные искусственными осадками	
		всего	в полете подтвержден прогноз	всего	непосредственно в районе пожара	всего	вызванными осадки	всего	на к-е вызваны осадки	Число	Площадь, тыс. га
Красноярский край	1970	33	23	18	9	23	20	23	15	11	2,2
	1971	44	32	28	21	42	35	33	30	13	3,8
	1972	38	25	19	19	27	18	43	28	20	30,3
Иркутская область	1970	29	26	18	11	36	30	24	24	10	5,2
	1971	38	30	29	29	47	24	26	26	10	48,5
	1972	35	28	28	22	47	35	32	32	24	19,7
Якутская АССР	1970	33	14	14	12	23	11	11	11	5	9,2
	1971	38	25	25	21	35	18	17	17	6	43,0
	1972	6	5	5	5	12	12	10	10	6	5,9
Хабаровский край	1970	46	36	17	13	18	15	14	14	10	1,0
	1971	20	18	7	7	29	24	7	7	6	7,9
Всего	1970 – 1972	362	264	210	178	399	242	214	214	121	176,7

Значительное место занимали климатологические исследования по оценке облачных ресурсов, начатые под руководством А. П. Чуваева и продолжены Е.В.Оренбургской и Т.Л.Углановой. Результатом этих работ явилось построение карт облачных ресурсов для лесных районов России [22].

В 1990-е годы большое внимание уделялось развитию методов воздействий на облака с целью предотвращения или уменьшения количества выпадающих осадков в крупных промышленных центрах [1, 16, 29, 30, 34, 43].

Выполнение таких исследований обуславливалось двумя обстоятельствами: необходимостью создания хороших погодных условий для жителей городов при проведении общественных мероприятий и попытками уменьшения количества выпадающих твердых осадков для снижения затрат на их уборку в холодную половину года. Следует подчеркнуть, что в Санкт-Петербурге в работах по воздействию участвовало одновременно несколько оборудованных самолетов. В период с 1985 по 1990 г. в ГГО было организовано и проведено 14 опытов по массированным воздействиям на облака. Анализ результатов показал, что в большинстве метеорологических ситуаций может быть достигнут положительный эффект, который подтверждается данными радиолокационных и визуальных наблюдений, а также анализом информации о выпадающих осадках в городе и районе проведения работ [1]. Примером может служить эксперимент, который был выполнен 7 ноября 1988 г. В этот день через город проходил вторичный холодный фронт, из облаков которого выпадали осадки в виде снега. Воздействия осуществлялись 3 самолетами одновременно. На рис. 3 приведено количество выпавших осадков в городе и области днем. Как видно из рисунка, воздействия позволили практически предотвратить выпадение снега в городе, в то время как в области количество осадков оказалось достаточно велико, особенно в зоне воздействий. Так, в городе количество снега за 0,5 суток составило 0,0 мм, а в области достигло 1 – 2,5 мм.



*Рис. 3. Количество осадков (мм),
выпавших в городе и области 7 ноября 1988 г.
Штриховкой отмечены рубежи воздействия.*

В 1985 – 1986 гг. специалистами ГГО (В. Д. Степаненко и др.) был предложен новый способ воздействия на конвективные облака, получивший название реагентно-динамического. На этот способ было получено авторское свидетельство на изобретение [2]. По результатам большого числа полевых экспериментов было установлено, что с помощью этого способа облака *Cu hum*, *Cu med* и *Cu cong* разрушаются более интенсивно, чем в естественном цикле развития.

Учитывая актуальность решения важной задачи контроля результатов активных воздействий, в 1979 г. авторы [39] разработали новый способ определения физической

эффективности активных воздействий на облака, на который получено авторское свидетельство на изобретение [6]. Впоследствии в 1989 г. авторы предложили новый способ оценки эффекта воздействия на облака, на который был получен патент [4].

В последнее десятилетие нашего столетия большое внимание уделялось разработке методов воздействий на облака с целью вымывания аэрозоля, особенно это важно при крупных авариях, когда в атмосферу поступает большое количество загрязняющих веществ. Были выполнены теоретические, лабораторные и натурные эксперименты. Определены коэффициенты вымывания аэрозоля в осадках разного вида. Показано, что целенаправленные воздействия могут существенно очистить атмосферу от загрязняющего аэрозоля; уменьшение концентрации аэрозоля определяется интенсивностью и видом осадков, спектром аэрозоля и осадков и рядом других факторов [24].

Разработан новый способ определения количества вымываемого аэрозоля атмосферными осадками по радиолокационным, аэрологическим и другим данным, который защищен авторским свидетельством на изобретение [3]. В 1999 г. был запатентован способ радиолокационной «подсветки» аварийных и техногенных выбросов АЭС и других промышленных предприятий, существенно увеличивающий их отражаемость. Это позволяет уверенно обнаруживать и прослеживать практически все, даже минимальные, выбросы современными метеорологическими радиолокаторами и лидарами.

3. Изучение механизма образования грозы и изыскание путей искусственного регулирования грозовых явлений

Одними из важнейших процессов, ответственных за электризацию облаков и формирование электрических полей

высокой напряженности ($E > 100$ кВ/м), являются коронные разряды между падающими заряженными крупными частицами (капли дождя, крупа, град). Роль этого механизма в электризации облаков детально изучалась группой исследователей под руководством Н. С. Шишкина [43]. Заряжение частиц осадков, достаточное для образования коронных разрядов при их сближении, обеспечивается за счет адсорбции атмосферных ионов облачными каплями при обычных условиях ионообразования и благодаря коагуляции падающих крупных частиц с заряженными облачными каплями.

Появление коронных разрядов повышает среднюю интенсивность ионизации в $10^3 \div 10^4$ раз по сравнению с условиями, когда ионизация обусловлена действием радиоактивности воздуха и космических лучей. При этом, как показали расчеты и лабораторный эксперимент [30], за время меньше минуты общий заряд, сосредоточенный на облачных каплях и кристаллах, достигает за счет адсорбции ионов значений порядка $5 \cdot 10^4 \div 1 \cdot 10^5$ элементарных зарядов на 1 см^3 , или 8 – 15 Кл на 1 км^3 . Кроме того, вблизи коронирующих частиц наблюдается значительное (до 6 – 7°C) повышение температуры замерзания капель.

Интерес к этой проблеме не ослаб и сейчас. Были выполнены и проанализированы результаты исследований напряженности электрического поля в конвективных облаках, полученные с использованием самолета-лаборатории. Анализ данных показал, что резкое возрастание напряженности электрического поля наблюдается при переходе облака из зрелой стадии к стадии диссипации [33, 35].

Проблеме заряжения капель вблизи электрических разрядов также уделялось внимание. Были проведены лабораторные исследования заряжения капель при наличии электрических разрядов. Выявлен новый механизм заряжения облачных частиц. Показано, что появление электрических разрядов в облаках (коронные разряды, стриммеры)

обуславливает повышенную ионизацию воздуха вблизи разряда и соответственно рост заряда на облачных частицах, что, в свою очередь, приводит к появлению новых разрядов [25]. Таким образом, начинает работать один из механизмов положительной обратной связи, приводящий, по нашему мнению, к формированию грозового облака.

Разработка методов искусственного регулирования грозových явлений путем воздействий на облака основывалась на воздействие поверхностно-активными веществами (ПАВ), которые могут образовывать на поверхности капель пленку (вплоть до мономолекулярной), препятствующую адсорбции атмосферных ионов и возникновению коронных разрядов между каплями [30].

Были проведены полевые опыты, которые показали перспективность использования предложенных подходов для регулирования грозовой активности. Воздействия ПАВ приводят к уменьшению частоты грозových разрядов в 1,5 – 2 раза. Полученные результаты экспериментов являются весьма обнадеживающими, однако число опытов невелико.

Отдел участвовал в экспериментальных исследованиях грозových облаков с помощью разных радиотехнических устройств. Для этого был создан специальный полигон на востоке Ленинградской области в пос. Тургош. В результате были получены новые данные о молниевой активности на разных стадиях развития грозových облаков.

Заключение

Работы отдела охватывают практически все основные направления исследований в области физики облаков и осадков. Его сотрудники внесли значительный вклад в разработку методов, средств воздействий и способов контроля за результатами воздействий.

В последние года сотрудниками отдела выполнены исследования и по их результатам опубликованы монографии

и целый ряд работ в ведущих журналах России, посвященных комплексному анализу развития облаков в разных регионах мира и оценке эффективности воздействий на них. Часть статей приводится и в настоящем сборнике.

В качестве задач на ближайший период можно назвать следующие:

1. Развитие теории процессов облако- и осадкообразования и создание численных трехмерных моделей кучево-дождевых облаков.

2. Разработка практических методов воздействий на облака.

3. Фундаментальные исследования по физике грозы, особенно в области влияния разрядов разной интенсивности на характеристики облака.

4. Дальнейшее изучение условий формирования и роли твердой фазы в процессах осадкообразования.

Литература

1. Анализ результатов работ по воздействию на облака с целью предотвращения осадков в г. Ленинграде (на примере опыта 7 ноября 1988 г.) / Ю. А. Довгалюк, Е. В. Оренбургская, А. М. Пирнач и др. // Метеорология и гидрология. – 1998. – № 2. – С. 44-53.
2. А.с. № 1131052. Способ вызывания осадков из конвективных облаков / В. Д. Степаненко, Ю. А. Довгалюк, Б. М. Воробьев, А. Э. Мамедов. – № 3598657; Заяв. 26.05.88; Оpubл. Бюл. № 11. – 2 с.
3. А.с. № 1688215. Способ определения местоположения и количества вымываемого атмосферными осадками аэрозоля / В. Д. Степаненко, Е. Л. Генихович, Ю. А. Довгалюк, Ю. Г. Плещеев. – № 4726196; Заяв. 2.08.89; Оpubл. 30.10.91, Бюл. № 40. – 15 с.
4. А.с. №1811618 Способ контроля активного воздействия на облака / Ю. А. Довгалюк, А. А. Синькевич, В. Д.

- Степаненко– № 2134895; Заяв. 4.11.89 г.; Оpubл. 1993, Бюл. № 15. – 4 с.
5. А.с. № 2078716. Устройство обнаружения и измерения интенсивности обледенения летательного аппарата / В. Д. Степаненко, А. А. Синькевич, А. Э. Пуйма, П. А. Михеев. – № 50469993; Заяв. 26.05.92; Оpubл. 10.05.97, Бюл. № 13. – 1 с.
 6. А.с. № 665552. Способ контроля активных воздействий на атмосферные образования / С. П. Гире, В. Н. Каменцев, В. Д. Степаненко и др. – № 2795314; Заяв. 4.01.78 г.; Оpubл. 08.02.79, Бюл. № 11. – 4 с.
 7. Баранов В. Г., Довгалюк Ю. А., Станкова Е. Н. Использование полуторамерной модели для исследования естественной эволюции конвективного облака и при воздействии // Труды I Всесоюз. Симпоз. «Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака». – Долгопрудный, 1984. – С. 25-32.
 8. Барукова Ю. А., Учеваткина Т. С. Расчет роста капель и сферических ледяных частиц в конвективных облаках на машине «Урал-1» // Труды ГГО. – 1963. – Вып. 145. – С. 3-12.
 9. Башкирова Г. М., Громова Т. Н., Молоткова И. А. О льдообразующей активности йодистого свинца в пиросоствах // Труды ГГО. – 1973. – Вып. 302. – С. 21-24.
 10. Башкирова Г. М., Молоткова И. А., Першина Т. А. О росте ледяных кристаллов, образующихся при введении в переохлажденный туман мелкодисперсного порошка CuS // Труды ГГО. – 1972. – Вып. 278. – С. 67-77.
 11. Бекряев В. И., Довгалюк Ю. А., Зинченко А. В. К теории осадкообразования в капельных конвективных облаках // Труды ГГО. – 1975. – Вып. 356. – С. 33-44.

12. Веремей Н. Е. Численное моделирование взаимодействия конвективных облаков с твердыми грубодисперсными аэрозолями. – Автореф. Дисс. Канд. физ.-мат. наук. – СПб.: СПбГУ, 1999. – 16 с.
13. Винникова Т. В., Довгалюк Ю. А. К решению кинетического уравнения коагуляции // Труды ГГО. – 1974. – Вып. 290. – С. 3-10.
14. Власов С. А. К исследованию адсорбции паров воды на льдообразующих веществах методом пьезорезонансных кварцевых весов // Труды ГГО. – 1982. – Вып. 457. – С. 149-154.
15. Вопросы физики облаков. Активные воздействия. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 142 с.
16. Главная геофизическая обсерватория за 50 лет Советской власти. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 325 с. – (Труды ГГО. Вып. 218).
17. Громова Т. Н., Довгалюк Ю. А. Лабораторное моделирование микрофизических процессов в облаках // Вопросы физики облаков. Активные воздействия. – Л., 1987. – С. 24-30.
18. Довгалюк Ю. А. Некоторые особенности развития конвективных облаков // Метеорология и гидрология. – 1968. – № 6. – С. 39-47.
19. Довгалюк Ю. А. Закономерности роста облачных капель при импульсном развитии конвективных облаков // Труды ГГО. – 1969. – Вып. 239. – С. 54-61.
20. Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С. Физика водных и других атмосферных аэрозолей. – СПб.: Изд. СПбГУ, 1998. – 321 с.
21. Довгалюк Ю. А., Станкова Е. Н. Динамические аспекты оценки стадий жизни кучево-дождевого облака // Труды ВГИ. – Вып. 76. – 1989. – С. 29-35.
22. Довгалюк Ю. А., Оренбургская Е. В., Углонова Т. Л. Характеристики ресурсных конвективных облаков над лесными пожароопасными районами азиатской части

РСФСР и отдельными засушливыми районами Европейской части СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 88 с.

23. Исследование влажного вымывания аэрозольных частиц облаками и осадками / Н. Е. Веремей, Ю. А. Довгалюк, А. Д. Егоров и др. // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 8. – С. 5-14.
24. Исследования электрических воздействий на микроструктуру туманов (лабораторные эксперименты) / Ю. А. Довгалюк, Ю. Ф. Пономарев, Т. А. Першина и др. // Современные исследования Главной геофизической обсерватории. Юбилейный сборник к 150-летию со дня основания. – Т. 1. – СПб., 1999. – С. 270-284.
25. Матвеев Л. Т. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 875 с.
26. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 541 с.
27. Молоткова И.А., Першина Т. А. Исследование льдообразующей активности ацетилацетоната меди с добавками медного комплекса ацетоуксусного эфира // Труды ГГО. – 1991. – Вып. 34. – С. 34-48.
28. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. – Л.: Гидрометеиздат, 1959. – 189 с.
29. Никандров В. Я., Шишкин Н. С. Исследования по физике облаков // Труды ГГО. Юбилейный сборник. – 1974. – Вып. 344. – С. 180-205.
30. Облака и облачная атмосфера // Под ред. И. П. Мазина, А. Х. Хргиана. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 647 с.
31. Особенности самолета-лаборатории ГГО Ил-14 / В. В. Звонарев, В.С. Лядов, А. А. Синькевич и др. // Труды ГГО. – 1986. – Вып. 497. – С. 51-62.
32. Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А. Электризация конвективных облаков на северо-западе России // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 6. – С. 73-80.

33. Результаты исследований по физике облаков и искусственному регулированию осадков / В. Д. Степаненко, Б. М. Воробьев, Т. Н. Громова и др. // Труды ГГО к 70-летию Советской власти. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – С. 110-121.
34. Результаты исследований процесса кристаллизации конвективных облаков после воздействий / В. И. Бекряев, Ю. Ф. Пономарев, А. А. Синькевич, Е. В. Чубарина // Вопросы физики облаков. Активные воздействия. – Л., 1987. – С. 131–136.
35. Самолет-лаборатория Як-40 / Н. А. Бегалишвили, Ю. Ф. Пономарев, А. А. Синькевич, В. Д. Степаненко // Метеорология и гидрология. – 1993. – № 4. – С. 102-108.
36. Синькевич А. А. Исследование термических характеристик мощных кучевых облаков с помощью ИК-радиометра // Метеорология и гидрология. – 1984. - №1. – С. 40-45.
37. Синькевич А. А. Эмпирическая модель кучевого облака северо-запада Европейской территории Союза // Тез. Всесоюз. Конф. По активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. – Нальчик, ВГИ, 1991. – С. 70.
38. Сталевич Д. Д. Вызывание искусственных осадков с помощью гигроскопических веществ // Труды ГГО. – 1972. – Вып. 278. – С. 3 – 18.
39. Степаненко В. Д. Вероятность и интенсивность обледенения самолетов. – СПб.: Изд. ГГО, 1994. – 100 с.
40. Сумин Ю. П. Об опытах по тушению, локализации лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака // Труды ГГО. – 1971. – Вып. 262. – С. 15-21.
41. Сумин Ю. П., Торопова Н. В. Результаты исследований льдообразующего действия пиротехнических составов с иодидами серебра и свинца при воздействиях на переохлажденные слоистообразные облака // Труды ГГО. – 1972. – Вып. 278. – С. 78-91.

42. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 351 с.

Основные публикации последних лет

- Sinkevich A.A., Kim J.Y., Suh A.S., Chung H.S. Losses in the Korean Economy due to Lack of Routine Cloud Seeding. J.of the Korean Meteorological Society, 37, 3, 2001, p.283-294.
- Синькевич А.А., Степаненко В.Д., Шварц Я.М. Одиннадцатая международная конференция по атмосферному электричеству. Метеорология и гидрология. 2001, 1, с.120-127.
- Степаненко В.Д., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Пономарев Ю.Ф., Першина Т.А. Исследование влияния электрических разрядов на фазовые и микроструктурные преобразования воды в облаках. Метеорология и гидрология. 2002, 3, с.39-50.
- Синькевич А.А. Конвективные облака северо-запада России. Л.Гидрометиздат,2001, 106с.
- Степаненко В.Д., Щукин Г.Г., Гальперин С.М., Синькевич А.А., Довгалюк Ю.А., Стасенко В.Н. Способ уменьшения обледенения летательных аппаратов. Патент 2228883, 2002.
- Sinkevich A.A., Lawson P. A Survey of Temperature Measurements in Convective Clouds, Journal of Applied Meteorology, 2005, Vol. 44, No. 7, pages 1133–1145.
- Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Волков Н.Н., Довгалюк Ю.А., Пономарев Ю.Ф., Степаненко В.Д.. Экспериментальные исследования пространственно-временной неоднородности строения конвективных облаков. Метеорология и гидрология, 2005, N6, pp. 38 - 50.
- Синькевич А.А.,Веремей Н.Е, Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д. Лабораторное моделирование коронного разряда в облаках. С.Петербург, Астерион, 2005, 62с.
- Лоусон Р.П., Синькевич А.А. Самолетные исследования слоистого облака в Арктике. Метеорология и гидрология, 2005, N10, с. 43-52.

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А. О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений. Сб. Статей “Вопросы физики облаков.” С.Петербург, Гидрометиздат, 2004, с. 87-97.

Краус Т.В., Шоу В., Синькевич А.А., Макитов В.С. Воздейстайя на облака в Индии, физическая и статистическая оценка результатов. Метеорология и гидрология, 2006, N7, с. 24-33.

Т.В. Краус, А.А. Синькевич, Н.Е. Веремей, Ю.А. Довгалюк, В.Д. Степаненко. Исследование развития сверхмощного кучево-дождевого облака (провинция Андхра Прадеш, Индия, 28 сентября 2004). Метеорология и гидрология, 2007, N1, с. 30-42.

Т.В. Краус, А.А. Синькевич. Исследование движения кучево-дождевых облаков в Канаде (провинция Альберта). Метеорология и гидрология, 2007, N2, с. 30-42.

Синькевич А.А., Лоусон Р.П., Мо К. Самолетные исследования системы облаков As-Cs в Арктике. Метеорология и гидрология, 2007, N7, с. 40-50.

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А. Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. С.Петербург, ЦНИТ «Астерион», 2007, 161 с.

Куров А.Б., Волков Н.Н., Окоренков В.Ю., Синькевич А.А. Степаненко В.Д.. Автоматизированный регистратор гололедно-изморозевых отложений ИО-1. Труды ГГО., вып. 556, 2007, с. 192-201.

Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Синькевич А.А., Слепухина А.К. О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений с помощью модели малой размерности. Сб. «Вопросы физики облаков», Москва, ГУ «НИЦ»Планета, 2008, с.154-167.

Б.Ш. Бериташвили, Ю.А. Довгалюк

ВЛИЯНИЕ ТЕПЛОТЫ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ НА СКОРОСТЬ ДИФФУЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В КАПЕЛЬНЫХ ОБЛАКАХ

Конденсационный рост отдельных капель в облаках исследован в работах [1 – 5], однако при выводе расчетных формул авторами допускалось, что в члене, содержащем поправку на кривизну, температура капли равна температуре окружающей среды. Цель настоящей работы – получение уточненного выражения для скорости конденсационного роста капли, выделение в явном виде зависимости протекания этого процесса от изменения ее температуры, обусловленного выделением скрытого тепла конденсации, и определение суммарного конденсационного прироста массы совокупности облачных капель, описываемых формулой распределения Хргиана – Мазина.

Скорость конденсационного роста мелкой ($r < 10^{-2}$ см) неподвижной капли воды описывается уравнением [6]

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi r \varepsilon D \Delta C_r \quad (1)$$

Здесь D – коэффициент диффузии водяного пара в воздухе,

$$\varepsilon = \frac{B}{B + D/r}, \Delta C_r = C - C_r, B = \alpha \sqrt{\frac{RT}{2\pi\mu}},$$

где C – концентрация пара в окружающей среде на большом расстоянии от капли; C_r – равновесная концентрация пара у поверхности капли; α – коэффициент конденсации; R – универсальная газовая постоянная; μ – молекулярный вес воды; T – температура среды.

Капли с размерами до 30 мкм можно считать полностью увлекающимися воздушным потоком [7]. Поэтому для облачных частиц, не образующих еще элементы осадков путем коагуляции, ветровой множитель будем полагать равным единице.

Переходя к парциальным упругостям водяного пара и учитывая, что в общем случае капли в облаках являются каплями растворов, представим ΔC_r как

$$\Delta C_r = \frac{\mu e(T)}{RT} - \frac{\mu E_r'(T_r)}{RT_r}, \quad (2)$$

где $E_r'(T_r)$ – равновесная упругость пара над поверхностью капли при температуре капли T_r . Записывая $E_r'(T_r)$ в виде

$$E_r'(T_r) = E_\infty(T_r) \left(1 + \frac{2\sigma\mu}{\rho RT_r} \cdot \frac{1}{r} - \frac{\omega M'}{r^3} \right), \quad (3)$$

(где E_∞ – насыщающая упругость пара над плоской поверхностью воды, σ и ρ – поверхностное натяжение и плотность воды, M' – масса растворенного в капле гигроскопического ядра) и используя формулу Томсона и уравнение Клаузиуса – Клапейрона

$$\frac{dE_\infty}{dT_r} = \frac{L\mu E_\infty(T_r)}{ART_r^2},$$

для ΔC_r получим

$$\Delta C_r = \frac{\mu E_\infty(T)}{RT} \times \left[S - \frac{2\sigma\mu}{\rho RT} \cdot \frac{1}{r} + \frac{\omega M'}{r^3} - \left(\frac{L\mu}{ART} - 1 \right) \left(1 + \frac{\omega M'}{r^3} \right) \frac{\Delta T_r}{T} \right], \quad (4)$$

Здесь

$$S = \frac{[e(T) - E_\infty(T)]}{E_\infty(T)} -$$

пересыщение относительно плоской поверхности; A – тепловой эквивалент работы; L – скрытая теплота конденсации; $\Delta T_r = T_r - T$, $\omega = i3\mu/4\pi r\mu'$; i – коэффициент Вант-Гоффа; μ' – молекулярный вес растворенного в капле вещества.

Ввиду того, что обычно в облаках $\Delta T_r \ll T_r$, в разложении функций $E_\infty(T_r)$ и $1/T_r$ по ΔT_r мы ограничивались двумя первыми членами.

Определяя величину ΔT_r из уравнения теплового баланса капли

$$L \frac{dm}{dt} = 4\pi r k \Delta T_r, \quad (5)$$

где k – коэффициент теплопроводности воздуха, для скорости конденсационного роста отдельной облачной капли окончательно получим

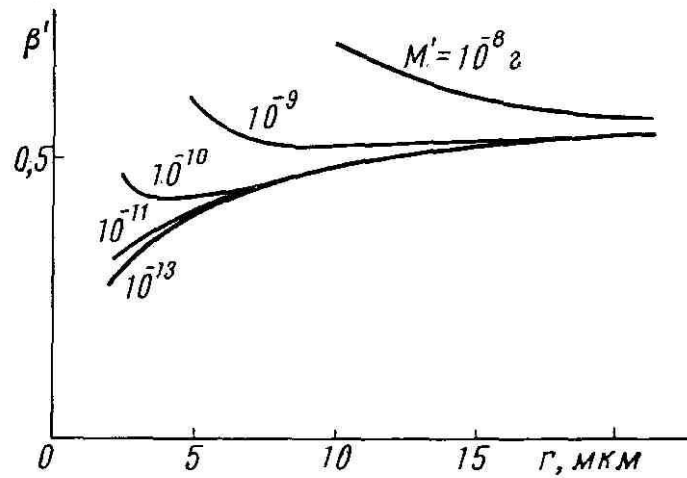
$$\frac{dm}{dt} = 4\pi r \varepsilon D \frac{\mu E_\infty(T)}{RT} \left(S - \frac{2\sigma\mu}{\rho RT} \cdot \frac{1}{r} + \frac{\omega M'}{r^3} \right) (1 - \beta'), \quad (6)$$

где

$$\beta' = \left[1 + \frac{kRT^2}{LD\varepsilon\mu E_\infty(T) \left(\frac{L\mu}{ART} - 1 \right) \left(1 + \frac{\omega M'}{r^3} \right)} \right]^{-1}, \quad (7)$$

Выражение (6) совпадает с формулой, выведенной Сквайрсом [2] в допущении $\varepsilon = 1$, $\frac{L\mu}{ART} \gg 1$ и $\frac{\omega M'}{r^3} \ll 1$. Если же ограничиться двумя последними упрощениями, то она может быть приведена к виду, полученному в работах [3, 5].

Величина β' , описывающая замедление скорости роста капли вследствие выделения тепла конденсации на ее поверхности, оказывается зависящей от массы гигроскопического ядра M' .



Зависимость величины β' от радиуса капли раствора NaCl для различных значений M' при $p = 800$ мб, $T = 5^\circ\text{C}$.

Кривые изменения β' с ростом капли раствора NaCl, рассчитанные для различных начальных значений M' , приведены на рисунке. Как видно из приведенных данных, присутствие множителя $(1 - \beta')$ замедляет скорость конденсационного роста капель раствора примерно на 30 – 60% по сравнению со случаем, когда температура капли принимается равной температуре окружающей среды. Наличие минимума в ходе зависимости β' от r при $M' = 10^{-9}$ и 10^{-10} г позволяет заключить, что на частицах гигроскопических солей с радиусами примерно от 2 до 5 мкм (что соответствует эквивалентным радиусам указанных выше значений M') создаются наиболее благоприятные условия для конденсационного роста капель определенного размера. В

частности, для NaCl эти размеры составляют приблизительно $r = 9$ и 4 мкм соответственно. При расчетах допускаясь, что величины L , α , ρ и i не зависят от концентрации раствора. Коэффициент i брался равным двум.

Для получения конденсационного прироста массы совокупности облачных капель, содержащихся в некотором объеме поднимающегося воздуха, выражение (6) необходимо просуммировать по всем размерам капель в этом объеме. Пренебрегая тепловым и диффузионным взаимодействием облачных частиц ввиду их малости по сравнению с расстояниями между ними [2], для суммарного прироста массы капель в полидисперсном облаке можно записать

$$\frac{dW}{dt} = n \int_0^{\infty} \eta(r) \frac{dm}{dt} dr, \quad (8)$$

где W – масса капель в 1 г облачного воздуха (водность); n – общее число капель в 1 г облачного воздуха; $\eta(r)$ – относительное число капель с радиусом r , содержащихся в 1 г облачного воздуха.

Используя в качестве функции распределения облачных капель по размерам функцию Хргиана – Мазина

$$\eta(r) = \frac{1}{n\rho'} ar^2 e^{-br}, \quad a = 1,45W / \rho\bar{r}^6, \quad b = \frac{3}{\bar{r}}, \quad (9)$$

(где ρ' – плотность воздуха, \bar{r} – средний арифметический радиус капель) и учитывая то, что для метеорологических ядер конденсации обычно $M' \leq 10^{-13}$ г и $\omega M' / r^3 \ll 1$ при $r \geq 1$ мкм, выражение (8) можно легко проинтегрировать и использовать для определения фактического конденсационного прироста массы совокупности облачных капель при условии, что процесс происходит на уже сформировавшемся спектре капель и число последних остается постоянным в рассматриваемом объеме облачного воздуха.

Литература

1. Howell W. E. The growth of cloud drops in uniformly cooled air. *J. Meteorol.*, 6, No. 2, 1949.
2. Squires P. The growth of cloud drops by condensation. I. General characteristics. *Austral J. Sci. Res., ser. A*, 5, No. 1, 1952.
3. Mordy W. Computations of the growth by condensation of a population of cloud droplets. *Tellus*, 11, No. 1, 1959.
4. Neiburger M., Chien C. W. Computations of the growth of cloud drops by condensation using an electronic digital computer. *Geophys. Monogr.*, No. 5, 1960.
5. Мазин И. П., К теории формирования спектра размеров частиц в облаках и осадках. *Тр. ЦАО*, вып. 64, 1965.
6. Тимофеев М. П., Швец М. Е. Испарение мелких капель воды. *Метеорология и гидрология*, № 2, 1948.
7. Фукс Н.А. *Механика аэрозолей*. Изд-во АН СССР, 1955.

С. П. Гирс

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ НА НАЧАЛЬНУЮ СТАДИЮ ЗАРЯЖЕНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

В настоящее время уже не вызывает сомнения тот факт, что ионизация атмосферы, в которой развиваются облачные системы, является причиной первоначального заряжения облачных частиц. Учет физико-химических свойств воды, в частности двойного электрического слоя на границе капля - воздух, позволяет свести два наиболее вероятных механизма электризации возникающих капель (диффузионный и адсорбционный) к единому адсорбционно-диффузионному механизму заряжения облачных частиц. Исследования двойного электрического слоя на границе вода – воздух показывают, что в нормальных природных условиях чаще осуществляется такая ориентация двойного электрического слоя, которой соответствует положительный скачок потенциала из воздуха в каплю [1]. При такой ориентации двойного электрического слоя на основе термодинамических соотношений можно говорить о вероятности преимущественного захвата каплями отрицательных ионов. Учет преимущественного захвата отрицательных ионов позволил Н. С. Шишкину [2] ввести поправку в уравнение потока положительных атмосферных ионов к капле, полученное Я. И. Френкелем [3].

С учетом этой поправки нами решалась система ионизационно-рекомбинационных уравнений, описывающая изменение концентраций положительных и отрицательных ионов в единичном объеме для определенной модели конвективного облака [4].

Начальные значения параметров, характеризующих как микроструктуру облака и условия его развития, так и электрическое состояние атмосферы в момент возникновения облака, варьировались в широком диапазоне разумных значений. На основе таких расчетов были получены основные закономерности заряжения мелкокапельных конвективных облаков. В данной статье приводятся результаты расчетов плотности объемного заряда, сосредоточенного на облачных частицах в мелкокапельном конвективном облаке, в зависимости от электрического состояния атмосферы в момент образования облака.

Рассмотрим влияние начальной проводимости атмосферы и плотности объемного заряда воздуха на первоначальное заряжение мелкокапельных конвективных облаков. Проводимость атмосферы λ является одной из наиболее важных электрических характеристик атмосферы. Она определяется в основном свойствами легких ионов, их концентрацией и подвижностью:

$$\lambda = e(\bar{u}_+ n_+ + \bar{u}_- n_-) = \lambda_+ + \lambda_-,$$

где λ_+ и λ_- – полярные проводимости атмосферы, e – абсолютное значение заряда электрона (ионы принимаются однозарядными), n_+ , n_- – концентрации положительных и отрицательных ионов в атмосфере, \bar{u}_+ , \bar{u}_- – их средние подвижности.

Как величина концентрации, так и величина подвижности ионов меняются в атмосфере в широких пределах. Концентрации легких ионов лежат в диапазоне $100 - 2000 \text{ см}^{-3}$ [5].

Как показали измерения Брикара [6], подвижности ионов меняются очень быстро, если в начальный момент времени наблюдались подвижности четырех групп ионов: 2,1,

1,9, 1,5, 1,35 $\frac{\text{см}}{\text{сек}} / \frac{B}{\text{см}}$, то уже через $\tau = 10^{-2} \text{ сек}$. остались только две группы ионов подвижностью 1,9 и 0,4 $\frac{\text{см}}{\text{сек}} / \frac{B}{\text{см}}$.

Поэтому и концентрацию атмосферных ионов и их подвижность невозможно определить однозначно.

В своих расчетах мы задавали два значения начальной проводимости $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{ сек}^{-1}$ и $3 \cdot 10^{-4} \text{ сек}^{-1}$. Задавались они варьированием как концентраций, так и подвижностей ионов. Поэтому в результате получилось три характерных случая, так как при варьировании концентраций атмосферных ионов соответственно изменялся объемный заряд воздуха $Q_s = 450e/\text{м}$ (для случая $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{ сек}^{-1}$) и $Q_s = 140e/\text{м}$ (для случаев $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ сек}^{-1}$ и $6 \cdot 10^{-4} \text{ сек}^{-1}$). Следует заметить, что все эти соотношения были получены при одном и том же

коэффициенте униполярности $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 1,1$

На рис. 1 представлены изменения с высотой величины объемных зарядов, сосредоточенных на каплях облака, в зависимости от значений λ_0 и Q_s в момент образования облака (отсчет по ординате на графиках, ведется от уровня окончательного формирования облачного спектра. По принятой нами модели он равен 100 м над уровнем основания облака [4]). Остальные параметры для представленных зависимостей одни и те же: коэффициент униполярности $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 1,1$, концентрация облачных частиц $N = 100 \text{ см}^{-3}$ и скорость восходящего потока воздуха, формирующего облако, $u = 5 \text{ м/с}$.

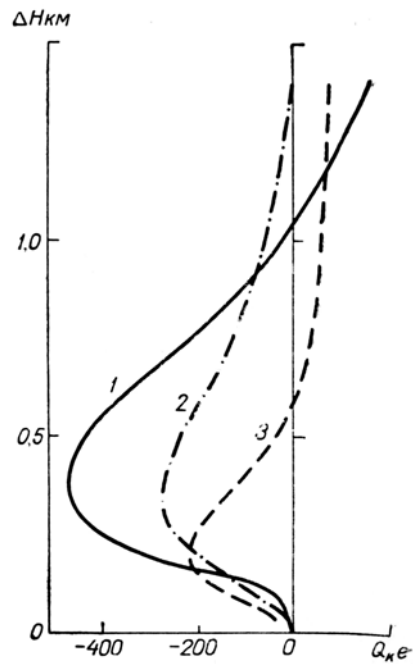


Рис. 1. Изменение с высотой объемного заряда, сосредоточенного на каплях, в зависимости от начального значения проводимости и объемного заряда воздуха.

- 1) $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{ сек}^{-1}$, $Q_B = 450 \text{ e}$; 2) $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{ сек}^{-1}$,
 $Q_B = 140 \text{ e}$; 3) $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ сек}^{-1}$, $Q_B = 140 \text{ e}$.

Как видно из рис. 1, различные начальные значения λ_0 и Q_B резко меняют характер заряжения облака. Кривые 2 и 3 характеризуют изменения объемного заряда капель облака при различных λ_0 и при одинаковых Q_B . Как видно из рисунка зарядение облака в этих двух случаях весьма различно. При $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ сек}^{-1}$ облако остается заряженным отрицательно по

всей своей высоте, в то время как при $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{сек}^{-1}$ облако имеет ярко выраженную положительную дипольную структуру. Максимальное значение отрицательного объемного заряда на каплях составляет $Q_k = -270$ эл.зар. при $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4} \text{сек}^{-1}$ и $Q_k = -200$ эл.зар. при $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{сек}^{-1}$, причем этот максимум в случае меньшей начальной проводимости достигается на высоте ~ 200 м, а при большей начальной проводимости – на высоте 400 м.

Кривые 1 и 3 характеризуют изменение с высотой объемного заряда, сосредоточенного на каплях облака, при одной и той же начальной проводимости атмосферы $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{сек}^{-1}$, но при различных объемных зарядах атмосферы: $Q_g = 450e$ и $Q_g = 140e$. В обоих случаях облако имеет положительную дипольную структуру, однако при большем объемном заряде воздуха ($Q_g = 450e$) максимальное значение отрицательного объемного заряда на каплях гораздо больше ($Q_k = -450e$) чем при $Q_g = 140e$ ($Q_k = -220e$), максимум Q_k наступает при $Q_g = 450e$ на большей высоте, чем при $Q_g = 140e$, смена знака происходит также на большей высоте.

Рассмотрим зависимости электрических характеристик облака от начального значения коэффициента униполярности

$$\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-} \right)_0.$$

При расчетах электрических характеристик конвективных облаков коэффициент униполярности $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-} \right)_0$ в

момент образования облака использовался нами как один из параметров, характеризующих начальное электрическое состояние атмосферы.

На рис. 2 представлены изменения с высотой объемных зарядов, сосредоточенных на каплях, в зависимости от начального значения коэффициента униполярности $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$.

Начальные значения других параметров для данного случая равны $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4} \text{сек}^{-1}$, $N = 100 \text{см}^{-3}$, $u = 5 \text{м/сек}$. Коэффициент униполярности варьировался нами от 0,9 до 2. Как видно из рисунка, объемный заряд, сосредоточенный на каплях, как по величине, так и по знаку и по характеру изменения с высотой резко зависит от величины $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$.

Для данных начальных условий при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$, равных 0,9 и 1,1, наблюдается отрицательное заряджение по всей высоте облака, причем при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 0,9$ отрицательный объемный заряд, сосредоточенный на каплях, имеет слабо выраженный ход по высоте, в то время как при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 1,1$ в верхней части мелкокапельного облака объемный заряд капель Q_k стремится к 0. Максимум отрицательного объемного заряда больше при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 0,9$, чем при 1,1. При $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 1,5$ облако имеет ярко выраженную положительную дипольную структуру, а при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 2$, за исключением самой нижней своей части, где объемный заряд $Q_k = -40 \text{эл.зар.}$, облако заряжено

положительно. Следует заметить, что при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 2$ и измененных начальных условиях, например при увеличении концентрации облачных частиц, все облако заряжено положительно.

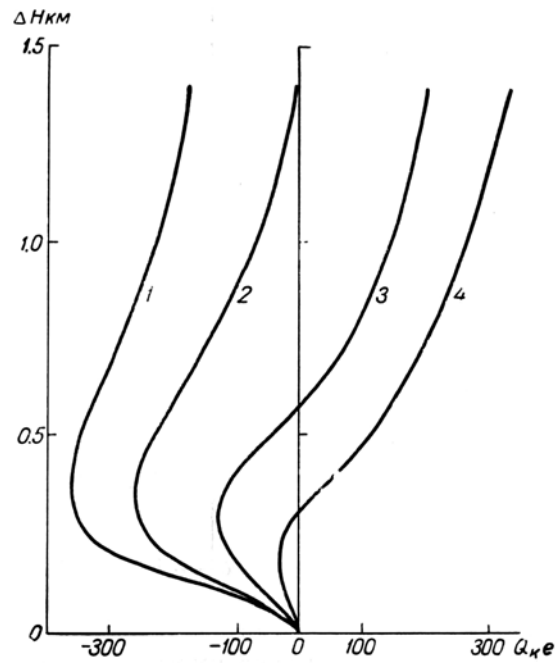


Рис. 2. Изменение с высотой объемного заряда, сосредоточенного на каплях, в зависимости от начального значения коэффициента униполярности.

1) $\lambda_+/\lambda_- = 0,9$, 2) $\lambda_+/\lambda_- = 1,1$, 3) $\lambda_+/\lambda_- = 1,5$, 4) $\lambda_+/\lambda_- = 2$.

Максимум отрицательного объемного заряда уменьшается по величине при увеличении $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$, снижается и высота наступления этого максимума.

Выводы

Как показали наши расчеты, электрическое состояние мелкокапельного конвективного облака находится в тесной зависимости от электрического состояния атмосферы в момент возникновения облака.

1. В зависимости от начальной электропроводности атмосферы λ_0 облако может быть заряжено либо униполярно, либо дипольно. Так, при $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4} \text{сек}^{-1}$ облако заряжено отрицательно, а при $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{сек}^{-1}$ и при прочих равных условиях – дипольно.

2. Значения начальных объемных зарядов при одинаковых начальных значениях проводимости воздуха также влияют на величину объемного заряда облачных капель. Чем больше начальный объемный заряд, тем больше отрицательный объемный заряд, сосредоточенный на каплях.

3. Величина коэффициента униполярности атмосферы в момент возникновения облака $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$ влияет на характер заряжения облака следующим образом: с изменением начального значения коэффициента униполярности от 0,9 до 2,0 облако от униполярного отрицательного заряжения переходит к положительной дипольной структуре, а затем к униполярному положительному заряжению.

Литература

1. Лёб Л. Статическая электризация. М., 1963.
2. Шишкин Н. С. О диффузном зарядении капель облаков и туманов. ДАН СССР, т. 176, № 6.
3. Френкель Я. И. Теория явления атмосферного электричества. 1949.
4. Гирс С. П., Шишкин Н. С. Об электрических свойствах мелкокапельных конвективных облаков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
5. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеоиздат, Л., 1949.
6. Bricard J., Cabone M., Mcdelaim G. A study of the mobility of small ions in air by the height time method. Planetary Electrodynamics. Vol 1. Gordon and Breach Science Publ. New York – London – Paris 1969,.

В. В. Клинго, В. В. Шлыков

ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ГОМОГЕННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫХ ВОДЯНЫХ КАПЕЛЬ, НАХОДЯЩИХСЯ В ПОСТОЯННОМ ОДНОРОДНОМ ЭЛЕКТРИЧЕСКОМ ПОЛЕ

Введение

Изучение влияния электрического поля на кристаллизацию переохлажденных капель имеет непосредственную связь с описанием осадкообразования в облаках. Действительно, хорошо известно, например [10], что рост ледяной фазы в окружении жидких капель происходит значительно быстрее, чем конденсационный рост облачных капель. Отсюда изменение интенсивности образования ледяных частиц должно сказываться и на скорости процесса осадкообразования.

В случае гомофазной кристаллизации капель через образование зародыша или комплексов молекул с ван-дер-ваальсовскими силами взаимодействия между ними [6] представляется очевидным, что переход от жидкого состояния к кристаллическому является переходом от состояния меньшей упорядоченности к состоянию большей упорядоченности. Электрическое поле приводит к большей упорядоченности системы как совокупности электрических диполей. Следовательно, поле должно влиять на фазовый переход, и речь может идти только о количественной стороне этого влияния при значениях напряженности поля, которое формируется в кучевых облаках.

Известны экспериментальные работы по исследованию влияния электрического поля на фазовый переход переохлажденной воды из жидкого термодинамически неустойчивого состояния в кристаллическое [12, 13, 15 – 19].

В работах [12, 16 – 19] такое влияние было обнаружено. В [12] найдено, что замерзание капель в сильном электрическом поле (значения его приведены также в [4, 10]) вызвано разрушением поверхности капель. В [13] делается вывод об отсутствии влияния поля на замерзание воды, предварительно загрязненной различными ядрами.

Нужно отметить, что некоторые авторы [16] полагают, что поле действует опосредованно через примеси, содержащиеся в воде, или материал подложки, на которой располагались капли.

В ряде работ [3, 17] высказываются общие предположения о непосредственном влиянии электрического поля на кристаллизацию воды.

В нашу задачу входит теоретическое нахождение связи вероятности образования зародыша льда внутри переохлажденной капли и на ее поверхности с величиной напряженности внешнего постоянного и однородного электрического поля.

При этом мы исходим из известных представлений об образовании зародыша кристаллической фазы, дополняя их учетом взаимодействия электрического поля с диэлектриком на основе термодинамики диэлектриков.

Степень точности сопоставления результатов теоретических вычислений экспериментально найденным величинам, характеризующим кристаллизацию капель

Прежде чем перейти к выводу расчетных формул кристаллизации переохлажденных капель в электрическом поле, остановимся кратко на том, что измеряется в эксперименте и что может быть теоретически определено.

Наблюдаемой величиной является число капель, замерзших в определенном интервале времени или температуры. По [1] эта величина, отнесенная к единице времени и объема, есть вероятность гомофазного образования гетерофазных зародышей $\Omega(T)$. Она зависит от температуры.

Теоретически же вычисляется вероятность образования одного или нескольких зародышей. Получим ее общее выражение.

Разделим исходную метастабильную систему на полный набор состояний по величине энергии возбуждения $E_n = nE_0$, где E_0 – энергия образования одного зародыша, n – целое число; $E_n \leq E < E_{n+1}$. Состояние с $n = 0$ означает, что система не достигла степени возбуждения, необходимого для образования даже одного зародыша, т. е. система находится в исходном жидком состоянии. Ясно, что $n = 1$ соответствует состоянию с одним зародышем и т. д.

Вероятность перехода системы в состояние с энергией E_n можно записать в виде

$$W_n = C_0 e^{-E_n/kT}, \quad (1)$$

где C_0 определяется из условия нормировки

$$\sum_n W_n = 1,$$

и равно

$$C_0 = 1 - e^{-E_0/kT}. \quad (2)$$

Из (1) и (2) следует, что вероятность образования зародышей будет

$$W_n = (1 - e^{-E_0/kT}) e^{-E_n/kT}. \quad (3)$$

Формула (3) при $n = 0$ дает вероятность сохранения метастабильного состояния:

$$W_0 = 1 - e^{-E_0/kT}. \quad (3')$$

А вероятность образования по крайней мере, одного зародыша

$$W_{кр} = 1 - W_0 = e^{-E_0/kT}. \quad (4)$$

Обычно предполагается, например в [1] для кристаллизации и в [5] для конденсации, пропорциональность между $\Omega(T)$ и $W_{кр}$:

$$\Omega(T) = C W_{кр}, \quad (4)$$

где C – коэффициент пропорциональности (в $\text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$), по предположению не зависящий от T и других параметров процесса. Значение C может быть определено только экспериментально. Кроме того, в [1, 2] правая часть (4) умножается на

$$e^{-u/kT}, \quad (6)$$

где u – энергия активации. В этих работах подчеркивается, что прямых методов измерения u нет и энергия активации превращается просто в «подгоночный параметр».

Введение множителя (6) может интерпретироваться так: термодинамическое соотношение для образования зародыша реализуется только для молекул, преодолевших некий потенциальный барьер, характеризующийся энергией активации u .

Следовательно, вероятность образования зародыша представляет собой произведение вероятностей образования комплекса молекул, вышедших из потенциальной ямы, и перехода молекул в кристаллическое состояние. Однако в [1] и отнесено к одной молекуле, что физически неясно, ибо каждая из молекул должна преодолеть потенциальный барьер, чтобы войти в состав кристаллического зародыша.

Заметим, что простое добавление энергии активации к энергии образования зародыша невозможно. В самом деле, из (1) имеем

$$W_n = C_0 e^{-E_n/kT - u/kT}. \quad (7)$$

После определения C_0 из условий нормировки энергия активации просто выпадает.

Не ставя себе задачей более детальный анализ введения u в форму (6) в (4) и выявление физического смысла u в процессе кристаллизации, а просто принимая (4) с (6), приходим к выводу, что теоретически в (5) может быть определен только один множитель $W_{кр}$.

Таким образом, экспериментальные факты по кристаллизации капель в описанном представлении принципиально могут быть оценены лишь с точностью до множителя. Вместе с тем, вычисление $W_{кр}$ позволяет находить отношения $\Omega(T)$ при различных значениях температуры.

Запишем выражение (4) для вероятности образования зародыша через свободную энергию

$$E_0 = -A = \Delta F = F_3 - F_2, \quad (8)$$

где F_3 , F_2 – свободная энергия в конечном и начальном состояниях.

Знак минус означает, что работа совершается над системой. Процесс предполагается изотермическим, во всяком случае до момента образования зародыша.

В свою очередь свободную энергию выразим через термодинамический потенциал Z :

$$F_i = Z_i - \sum_{l_i} A_{l_i} a_{l_i}, \quad (9)$$

где A_{l_i} , a_{l_i} - соответственно интенсивный и экстенсивный параметры, произведением которых выражается работа, связанная с процессом, которому приписан индекс l .

Кристаллизация через образование объемного зародыша внутри переохлажденной капли

Рассмотрим кристаллический зародыш радиуса r внутри капли, в котором содержится $\frac{4}{3}\pi r^3 \frac{A}{m} \rho_3$ молекул (A – число Авогадро, m – молекулярная масса воды, ρ_3 – плотность льда). Далее индексы 1, 2 и 3 будем относить соответственно к газу, жидкости и твердой фазе. Из (8) и (9) получим:

$$E_0 = R = (\mu_3 - \mu_2) \cdot \frac{4}{3}\pi r^3 \rho_3 \frac{A}{m} - \sum_{l_i} A_{l_3} a_{l_3} + \sum_{l_i} A_{l_2} a_{l_2}, \quad (10)$$

μ_i – химический потенциал соответствующей фазы как отношение термодинамического потенциала к числу частиц в этой фазе.

При записи выражений для работы руководствуемся правилом: работе, совершаемой над системой, которая приводит к увеличению энергии системы, приписываем знак минус, а работе, уменьшающей энергию системы, – знак плюс.

Образование поверхности кристалл – жидкость требует производства работы против сил поверхностного натяжения. Значит, в первой сумме будет член

$$4\pi r^2 \sigma_{23}, \quad (11)$$

в котором σ_{23} – коэффициент поверхностного натяжения.

Включение электрического поля приводит к уменьшению энергии системы. Действительно, твердые электрические диполи в жидкой и кристаллической фазах частично ориентируются в поле.

Потенциальная энергия одного диполя в поле напряженности E

$$V = -E p_i \overline{\cos \theta}, \quad (12)$$

где p_i – электрический момент диполя, θ – угол между векторами \mathbf{E} и \mathbf{p}_i .

Энергия электрического поля для изотропного диэлектрика (не сегнетоэлектрика) будет

$$\frac{\varepsilon_l E_l^2}{8\pi}. \quad (13)$$

Учитывая (12) и (13) в (10), получим

$$\begin{aligned} & - \sum_{l_3} A_{l_3} a_{l_3} + \sum_{l_2} A_{l_2} a_{l_2} = \\ & = 4\pi r^2 \sigma_{23} - \frac{4}{3} \pi r^3 \frac{1}{8\pi} \left[\varepsilon_3 E_3^2 - \varepsilon_2 E_2^2 \frac{\rho_3}{\rho_2} \right]. \end{aligned} \quad (14)$$

Поскольку объем кристаллической фазы будет больше, чем первоначальный объем воды, то введен множитель ρ_3/ρ_2 – отношение плотности льда к плотности воды при рассматриваемой температуре.

Выражения для полей E_2 в капле и E_3 в зародыше, как диэлектрических шаров в постоянном внешнем поле (см., например, [8]), имеют вид:

$$E_2 = \frac{3\varepsilon_1}{2\varepsilon_1 + \varepsilon_2} E_1; \quad E_3 = \frac{3\varepsilon_2}{2\varepsilon_2 + \varepsilon_3} E_2. \quad (15)$$

С помощью обычной процедуры находим минимальный размер зародыша r_{\min} . И минимальную энергию его образования R_{\min} :

$$r_{\min} = \frac{2\sigma_{23}}{\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} + \xi},$$

$$R_{\min} = \frac{16\pi}{3} \sigma_{23}^3 \frac{1}{\left[\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} + \xi \right]^2}. \quad (16)$$

где $L = L_0 A / m$, L_0 – скрытая теплота плавления льда, отнесенная к одной молекуле. Для сокращения введено обозначение

$$\frac{1}{8\pi} \left[\varepsilon_3 E_3^2 - \varepsilon_2 E_2^2 \frac{\rho_3}{\rho_2} \right] = \xi. \quad (17)$$

Легко установить условия, при которых $\xi > 0$, а значит наличие поля уменьшает r_{\min} и R_{\min} , т. е. увеличивает вероятность кристаллизации переохлажденной воды. Эти условия таковы:

$$\varepsilon_2 > 0,19\varepsilon_3, \quad \varepsilon_2 < 1,31\varepsilon_3 \quad \text{при} \quad \rho_3 \approx 0,9. \quad (18)$$

т. е. при известном ρ_3 определяются только соотношением диэлектрических проницаемостей фаз.

Наконец, из (4 – 6) и (16) отношение вероятностей образования зародыша при наличии поля и без него внутри объема V переохлажденной капли равно

$$\frac{\Omega_E^V}{\Omega^V} = \frac{C_E}{C} \cdot \frac{e^{-u_E/kT}}{e^{-u/kT}} \cdot \frac{W_{кр.E}}{W_{кр}}. \quad (19)$$

Индекс E приписан выражениям с полем.

Если

$$\begin{aligned} \rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} &\gg \xi, \\ C_E &\approx C, \quad u_E \approx u, \end{aligned} \quad (20)$$

то (19) превращается в

$$\frac{\Omega_E^V}{\Omega^V} \approx \exp \left\{ \frac{\frac{16}{3} \sigma_{23}^3 \cdot 2\xi}{kT \left[\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} \right]^3} \right\}. \quad (21)$$

Как уже было сказано, строгую теоретическую оценку первым двум отношениям в (19) дать невозможно. Однако представляется правдоподобным считать, что, поскольку u определяется молекулярным взаимодействием, а электрическое поле (во всяком случае при рассматриваемых напряжениях) очень слабо связывает тепловое движение молекул $p_i E \ll kT$, то u не может ощутимо меняться в электрическом поле. Коэффициент C получается после обработки результатов измерения $\Omega(T)$. Отсюда и степень изменения C должна быть связана с изменением Ω .

Следовательно, при сделанных допущениях (20) только заметное отличие от единицы множителя с экспонентой в формуле (21), определяемого теоретически, и даст основание констатировать заметное влияние электрического поля на кристаллизацию переохлажденной воды.

Кристаллизация через образование зародыша на поверхности переохлажденной капли

По аналогии с кристаллизацией в объеме рассмотрим кристаллизацию при образовании зародыша на поверхности переохлажденной капли. Выберем цилиндрическую форму зародыша с радиусом r и высотой h . Далее находим r при заданном h , так чтобы рост зародыша был термодинамически выгоден.

Из (8), (9) и (12) запишем работу образования такого цилиндрического зародыша

$$\begin{aligned}
 R = \pi r^2 h \rho_3 \frac{A}{m} (\mu_3 - \mu_2) + \pi r^2 \sigma_{13} + \pi r^2 \sigma_{23} + \\
 + 2\pi r h \sigma_{23} - \pi r^2 \sigma_{12} - \\
 - \pi r^2 h_0 \frac{A}{m} \rho_3 E_2 \left[p_3 \overline{\cos \Theta_3} - p_2 \overline{\cos \Theta_2} \right]
 \end{aligned} \quad (22)$$

В последнем члене (22) вместо h берется величина h_0 . Ее смысл таков. Напряженность электрического поля системы, внешнее постоянное электрическое поле – диэлектрический шар изменяется от наибольшего значения на внешней поверхности шара до наименьшего значения внутри шара [8]. Очевидно, что при переходе через поверхность шара изменение поля происходит в некотором слое конечной (хотя и очень малой) толщины. Мы принимаем эту толщину h_0 равной $3 \cdot 10^{-8}$ см, что соответствует мономолекулярному

слою воды [6]. Другими словами, считается, что по крайней мере в этой толщине напряженность электрического поля равняется напряженности поля у внешней поверхности шара, т. е. поляризованный на поверхности шара заряд не оказывает ослабляющего действия.

Действием ослабленного поля в слое $h - h_0$ мы пренебрегаем; оно будет таким же, как в случае образования зародыша в объеме шара.

Напряженность электрического поля на внешней поверхности капли выбираем как максимальное значение у поверхности диэлектрического шара [8]:

$$E_{\text{пов}} = E_2 = \frac{3\varepsilon_2}{\varepsilon_2 + 2} E_0, \quad (23)$$

где E_0 – постоянное внешнее поле вдали от капли. Вкраплением на поверхности кристаллического зародыша с диэлектрической проницаемостью ε_3 пренебрегаем, так как $\varepsilon_3 / \varepsilon_2 \approx 1,1$.

Естественно считать, что $\overline{\cos \Theta_i}$, для мономолекулярного слоя поверхности капли будет во всяком случае меньше, чем в объеме диэлектрика, ибо этот слой испытывает одностороннее воздействие со стороны диэлектрика, препятствующего тепловому движению молекул-диполей.

Однако поскольку теоретически найти $\overline{\cos \Theta_i}$ для диполей на поверхности достаточно сложно, то заменим $\overline{\cos \Theta_i}$ его значением внутри диэлектрика, но значение напряженности поля берем таким же, как на поверхности. Для этого выразим $\overline{\cos \Theta_i}$, через фактически измеряемые диэлектрические проницаемости.

Запишем связь ε со средним дипольным моментом \bar{P} единицы объема среды:

$$\varepsilon = 1 + \frac{4\pi\bar{P}}{E_2}.$$

Заменяя

$$\varepsilon_i = 1 + \frac{4\pi}{E_2} \cdot \frac{A}{m} \rho_3 p_i \overline{\cos \Theta_i}, \quad (24)$$

получаем

$$\overline{\cos \Theta_i} = \frac{(\varepsilon_i - 1)E_2 m}{4\pi A \rho_3 p_i}, \quad (25)$$

Приравнивая нулю производную по r выражения (22), находим с учетом (25) минимальный радиус зародыша:

$$r_{\min} = \frac{h\sigma_{23}}{h\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} - \sigma_{13} - \sigma_{23} + \sigma_{12} + h\eta}, \quad (26)$$

где

$$\eta = \frac{9E_0^2}{4\pi} \left(\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_2 + 2} \right)^2 \left[\varepsilon_3 - 1 - (\varepsilon_2 - 1) \frac{\rho_3}{\rho_2} \right].$$

Поскольку $r_{\min} > 0$, то это налагает условие на h :

$$h > \frac{\sigma_{13} + \sigma_{23} - \sigma_{12}}{\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} + \eta}. \quad (27)$$

Подставляя r_{\min} из (26) в (22), получим выражение для энергии образования одного зародыша

$$R = \pi r_{\min} h \sigma_{23}. \quad (28)$$

Связь между наблюдаемой вероятностью замерзания капель, которая теперь должна относиться к поверхности S , и теоретически полученной вероятностью образования зародыша, подобно (5), будет иметь вид

$$\Omega^S(T) = C_S W_{\text{кр}} e^{-u/kT}, \quad (29)$$

где C_S выражается в $\text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$.

Если член с электрическим полем мал по сравнению с суммой остальных четырех членов, то отношение числа замерзших капель в электрическом поле к числу замерзших капель без поля принимает вид

$$\frac{\Omega_E^S}{\Omega^S} = \frac{C_{SE}}{C_S} \cdot \frac{e^{-u_E/kT}}{e^{-u/kT}} \times \exp \left\{ \frac{\pi h^2 h_0 \sigma_{23}^2 \eta}{kT \left(h \rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} - \sigma_{13} - \sigma_{23} + \sigma_{12} \right)^2} \right\}. \quad (30)$$

По тем же соображениям, которые были изложены применительно к кристаллизации через объемный зародыш,

будем считать, что отношение в левой части определяется прежде всего экспонентой в правой части.

Рассмотрим вероятность образования другой формы зародыша на поверхности капли – полусферической. Если считать, что внешнее электрическое поле сохраняется в диэлектрике до глубины h_0 от его поверхности, как и в случае цилиндрического зародыша, то выражение для энергии образования зародыша принимает вид

$$R = \frac{1}{2} \cdot \frac{4}{3} \cdot \pi r^3 \rho_3 \frac{A}{m} L_0 \ln \frac{T_0}{T} + \pi r^2 \sigma_{13} - \pi r^2 \sigma_{12} + \frac{1}{2} \cdot 4\pi r^2 \sigma_{23} - \frac{A}{m} \rho_3 V_{h_0}(r) E_2 (p_3 \overline{\cos \Theta_3} - p_2 \overline{\cos \Theta_2}) \quad (31)$$

где $V_{h_0} = \pi r^2 h_0 - \frac{\pi}{3} h_0^3 \approx \pi r^2 h_0$ – объем части сферы до глубины $h_0 = 3 \cdot 10^{-8}$ см, E_2 взято по (23).

При подстановке средних значений косинусов из (25) в (31) последний член превращается в

$$-\frac{V_{h_0}(r)}{4\pi} E_2^2 \left[\varepsilon_3 - 1 - (\varepsilon_2 - 1) \frac{\rho_3}{\rho_2} \right] \quad (32)$$

и

$$r_{\min} = \frac{2\pi(\sigma_{13} - \sigma_{12} + 2\sigma_{23}) - \frac{h_0}{2} E_2^2 \left[\varepsilon_3 - 1 - (\varepsilon_2 - 1) \frac{\rho_3}{\rho_2} \right]}{2\pi\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T}} \quad (33)$$

С учетом (33) выражение для энергии образования зародыша принимает вид

$$R = \frac{\pi}{3} \rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} r_{\min}^3. \quad (34)$$

При значительных полях средние значения косинусов должны быть заменены функцией Ланжевена

$$\overline{\cos \Theta_i} = \tilde{L}(a_i) = \operatorname{ctha} a_i - \frac{1}{a_i}, \quad (35)$$

где

$$a_i = \frac{p_i E_2}{kT}.$$

При этом последний член в числителе (33) будет таким

$$\frac{A}{m} \rho_3 2\pi h_0 E_2 [p_3 \tilde{L}(a_3) - p_2 \tilde{L}(a_2)]. \quad (36)$$

С помощью (34) и (33) при условии

$$\frac{h_0}{2} E_2^2 \left[\varepsilon_3 - 1 - (\varepsilon_2 - 1) \frac{\rho_3}{\rho_2} \right] \ll 2\pi(\sigma_{13} - \sigma_{12} + 2\sigma_{23}).$$

получаем оценку влияния электрического поля на кристаллизацию для полусферической формы зародыша:

$$\frac{\Omega_E^S}{\Omega^S} = \frac{C'_{SE}}{C_S} \cdot \frac{e^{-u_E/kT}}{e^{-u/kT}} \times$$

$$\times \exp \left\{ \frac{1}{kT} \cdot \frac{h_0 \cdot \frac{9\varepsilon_2^2}{(\varepsilon_2 + 2)^2} E_0^2 \left[\varepsilon_3 - 1 - (\varepsilon_2 - 1) \frac{\rho_3}{\rho_2} \right]}{\left[2\pi\rho_3 L \ln \frac{T_0}{T} \right]^2} \right\} \times \left\{ \right.$$

$$\left. \times [2\pi(\sigma_{13} - \sigma_{12} + 2\sigma_{23})]^2 \right\} \quad (37)$$

Результаты вычислений

Значения всех входящих в рассчитываемые выражения величин как функций температуры взяты из [2]. Заметим, что значения σ_{23} , приведенные в [2] и [14], сильно различаются (примерно в 2,5 раза). Поэтому расчеты проведены для двух значений σ_{23} . Величины диэлектрических проницаемостей для льда и воды взяты из [11], причем ε_2 для отрицательных температур получены путем экстраполяции их значений для положительных температур ($\varepsilon_2 \approx \varepsilon_3 - 10$). Напряженность внешнего электрического поля принята равной 6 кВ/см. Для цилиндрической формы зародыша значение h принималось равным $r_{\min} \sqrt{2}$, причем r_{\min} рассчитывалось по (16) без электрического поля.

В табл. 1 представлены рассчитанные по формулам (21), (30) и (37) отношения вероятностей образования зародыша в переохлажденной воде при наличии электрического поля и без него. Значения r_{\min} и h_{\min} рассчитаны по (16) и (27) без поля.

Табл. 1.

Значения отношений Ω_E / Ω для зародыша в объеме и на поверхности в цилиндрической и полусферической формах, а также r_{\min} и h_{\min} , рассчитанные для σ_{23} , взятой из [2] (верхняя строка) и [14] (нижняя строка)

$T,$ К	$\frac{\Omega_E^V}{\Omega^V}$	$\frac{\Omega_E^S}{\Omega^S}$ (цилиндр.)	$\frac{\Omega_E^S}{\Omega^S}$ (полусфер.)	$r_{\min} \times$ $\times 10^7$ см	$h \times$ $\times 10^7$ см
272	$1 + 1,1 \cdot 10^{-3}$	$1 + 5,0 \cdot 10^{-2}$	$1 + 6,0 \cdot 10^{-2}$	16,6	13,0
	$1 + 1,7 \cdot 10^{-2}$	$1 + 22,0 \cdot 10^{-2}$	$1 + 34,0 \cdot 10^{-2}$	42,4	25,6
270	$1 + 4,0 \cdot 10^{-6}$	$1 + 5,0 \cdot 10^{-3}$	$1 + 6,0 \cdot 10^{-3}$	5,6	4,3
	$1 + 6,0 \cdot 10^{-6}$	$1 + 2,0 \cdot 10^{-2}$	$1 + 3,0 \cdot 10^{-2}$	14,1	8,5
268	$1 + 7,9 \cdot 10^{-7}$	$1 + 2,0 \cdot 10^{-3}$	$1 + 2,0 \cdot 10^{-3}$	3,4	2,5
	$1 + 1,3 \cdot 10^{-5}$	$1 + 8,0 \cdot 10^{-3}$	$1 + 1,0 \cdot 10^{-2}$	8,5	5,1
263	$1 + 9,0 \cdot 10^{-8}$	$1 + 4,0 \cdot 10^{-4}$	$1 + 6,0 \cdot 10^{-4}$	1,7	1,2
	$1 + 1,6 \cdot 10^{-6}$	$1 + 2,0 \cdot 10^{-3}$	$1 + 3,0 \cdot 10^{-3}$	4,3	2,6
258	$1 + 2,6 \cdot 10^{-8}$	$1 + 1,7 \cdot 10^{-4}$	$1 + 2,5 \cdot 10^{-4}$	1,1	0,8
	$1 + 4,5 \cdot 10^{-7}$	$1 + 8,1 \cdot 10^{-4}$	$1 + 1,3 \cdot 10^{-3}$	2,8	1,7
253	$1 + 1,0 \cdot 10^{-8}$	$1 + 9,5 \cdot 10^{-5}$	$1 + 1,3 \cdot 10^{-4}$	0,8	0,6
	$1 + 1,9 \cdot 10^{-7}$	$1 + 4,7 \cdot 10^{-4}$	$1 + 7,3 \cdot 10^{-3}$	2,2	1,3
243	$1 + 3,0 \cdot 10^{-9}$	$1 + 4,1 \cdot 10^{-5}$	$1 + 5,6 \cdot 10^{-5}$	0,5	0,4
	$1 + 2,2 \cdot 10^{-8}$	$1 + 2,0 \cdot 10^{-4}$	$1 + 3,4 \cdot 10^{-4}$	1,5	0,9

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Все отношения Ω_E / Ω несколько возрастают с увеличением T , но сама вероятность образования зародыша при этом резко уменьшается из-за увеличения объема зародыша.

2. Степень влияния электрического поля на образование зародыша в объеме переохлажденной капли значительно меньше, чем на ее поверхности, поскольку напряженность электрического поля сильно уменьшается в жидкой и кристаллической фазах воды с $\varepsilon_2 \approx \varepsilon_3 \approx 100$.

3. Сильная зависимость вероятности образования зародыша от величины поверхностного натяжения на границе вода-лед σ_{23} распространяется и на все отношения Ω_E / Ω .

4. В интервале температур от -10 до -20°C влияние поля на Ω_E / Ω для наибольших значений σ_{23} составляет десятые доли процента. Если считать, что в кучево-дождевых облаках напряженность электрического поля ограничена пробивной напряженностью $10 - 15$ кВ/см для влажного воздуха (значение напряженности поля, приводящее к разрыву поверхности капли $[4, 10]$ больше этой величины), то влияние поля на Ω_E / Ω по гомогенному механизму нуклеации составит $0,7 - 0,8\%$.

Отметим, что в данной работе не учтены особенности взаимодействия электрического поля с электрической структурой воды и льда. Это предполагается сделать в последующих работах.

В заключение подчеркнем, что все рассмотренное носит общий термодинамический характер и может быть распространено на кристаллизацию любых переохлажденных жидкостей в электрическом поле.

Литература

1. Качурин Л. Г. О вероятности образования ледяных зародышей в переохлажденной воде.- Метеорология и гидрология, 1976, № 8, с. 48-54.
2. Качурин Л. Г., Морачевский В. Г. Кинетика фазовых переходов воды в атмосфере.- Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 144 с.
3. Козловский М. И., Бурчакова В. И., Мелентьев И. И. Электрическое поле и кристаллизация.- Кишинев: Штиница, 1976. 201 с.
4. Мейсон Б. Дж. Физика облаков.-Л.: Гидрометеиздат. 1961. 542 с.
5. Мелешко Л. О. Молекулярная физика и введение в термодинамику,- Минск: Высшая школа, 1977. 883 с.
6. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы.- Л.: Гидрометеиздат, 1959. 190 с.
7. Никандров В. Я. Об ассоциации молекул водяного пара в атмосфере - Тр. ГГО, 1951, вып. 31(93).
8. Стреттон Дж. А. Теория электромагнетизма.- М.: Гостехиздат, 1948.
9. Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. Л.: Наука, 1975. 591 с.
10. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 401 с.
11. Эйзенберг Д., Кауцман В. Структура и свойства воды. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 280 с.
12. Abbas M. A., Latham I. The electrofreezing of supercooled water Drops.- J. Met. Soc. Japan, 1969, vol. 47, N 2, p. 65-74.
13. Doolittle I. B., Vali G. Heterogeneous freezing nucleation in electric fields.-J. Atm. Sci., 1975, 2, vol. 32, p. 375-379.
14. Dufour L., Defay R. Thermodynamics of clouds.-New York and London: Academic press, 1963, p. 255.

15. Garroud G. Role du givrage des electrodes dans l'electrocongelation des brouillards surfondus.- Comptes rendus de l'Academie des sciences, 1969, 15, vol. 268, p. 1042-1044.
16. Pruppacher H. R. Electrofreezing of supercooled water.- Pure and Applied Geophysics, 1973, 104, p. 623-633.
17. Rouilleau M. The influence of an electric field on the freezing of water.- In: Physics of ice -New York, 1969, p. 631-640.
18. Salt R.W. Effect of electrostatic field in freezing of supercooled water and insects.- Science, 1961, 133, p. 458-459.
19. Shaefer V. J. The generation of large numbers of ice crystals in an electric field.- J. Appl. Met. 1968, vol. 7, p. 452-455.

Н. С. Шишкин

О ПРОГНОЗЕ ГРОЗ И ЛИВНЕЙ ПО МЕТОДУ СЛОЯ

Я. Бьеркнес [5] с исключительной убедительностью показал преимущества предложенного им метода, названного позднее методом слоя [2, 3], по сравнению с методом частицы. Однако метод слоя до сих пор еще не вошел должным образом в практику научных исследований и в оперативную практику.

Попытка Петтерссена [6] применить метод слоя к прогнозу вертикальной мощности конвективных облаков не увенчалась успехом, так как использовавшиеся приемы расчетов были слишком неточными. Способ прогноза описан Бирсом [4]. Расчеты основывались на определении кинетической энергии, приходящейся на единицу массы всего воздуха, участвующего в конвекции. Вычисления велись отдельно для сухих и влажных слоев, причем к влажным условно были отнесены слои с относительной влажностью воздуха 70% и более.

В Главной геофизической обсерватории (ГГО) разработан несколько иной способ прогноза гроз и ливней, также базирующийся на методе слоя.

Метод слоя дает следующее выражение для изменения кинетической энергии единицы массы воздуха при развитии конвекции в слое, содержащем облачный воздух и безоблачные промежутки [5]:

$$\Delta E = c_p M_B \left[(\gamma - \gamma_B) - \frac{M_B}{M_c} (\gamma_c - \gamma) \right] w_B \Delta t, \quad (1)$$

где $c_p = 0,243 \text{ кал}/(\text{г} \cdot \text{град}) \approx 1,0 \text{ дж}/(\text{г} \cdot \text{град})$ – теплоемкость воздуха при постоянном давлении, M_b и M_c – массы влажного (облачного) и сухого (внеоблачного) воздуха, γ , γ_b и γ_c – фактический, влажноадиабатический и сухоадиабатический вертикальные градиенты температуры.

Если на данном уровне скорость вертикального движения влажного воздуха w_b одинакова для всех облачных частиц, так же как и скорость w_c для частиц сухого воздуха, то при отсутствии горизонтального втекания или вытекания воздуха закон сохранения массы имеет вид

$$M_b w_b + M_c w_c = 0. \quad (2)$$

Массу влажного и сухого воздуха в слое будем считать постоянными (стационарный случай). Тогда для слоя с постоянным градиентом температуры γ мы получим (после интегрирования и ряда элементарных преобразований) для изменения кинетической энергии единицы массы воздуха при поднятии влажного воздуха на высоту ΔH

$$\Delta E = c_p \frac{M M_b}{M - M_b} \left[(\gamma - \bar{\gamma}_b) - \frac{M_b}{M} (\gamma_c - \bar{\gamma}_b) \right] \Delta H, \quad (3)$$

где $M = M_b + M_c = 1$; $\bar{\gamma}_b$ – среднее значение влажноадиабатического градиента температуры в слое.

Воспользуемся тем, что кинетическую энергию единицы массы воздуха можно представить как сумму кинетической энергии влажного и сухого воздуха:

$$E = \frac{1}{2} (M_b w_b^2 + M_c w_c^2). \quad (4)$$

С учетом (2) мы получим

$$E = \frac{MM_B}{M - M_B} \cdot \frac{w_B^2}{2}. \quad (5)$$

Сравнивая (3) и (5), мы находим следующее выражение для изменения кинетической энергии единицы массы влажного воздуха при поднятии на высоту ΔH :

$$\Delta \left(\frac{w_B^2}{2} \right) = c_p \left[(\gamma - \bar{\gamma}_B) - \frac{M_B}{M} (\gamma_c - \bar{\gamma}_B) \right] \Delta H. \quad (6)$$

Если предположить, что горизонтальное сечение облаков в слое ΔH не меняется с высотой, то отношение $\frac{M_B}{M}$ даст относительную площадь облаков. Выражая количество облаков S в баллах, мы получим

$$\Delta \left(\frac{w_B^2}{2} \right) = c_p \left[(\gamma - \bar{\gamma}_B) - 0,1S(\gamma_c - \bar{\gamma}_B) \right] \Delta H. \quad (7)$$

Эта величина может быть как положительной, так и отрицательной.

Для количества облаков метод слоя дает наибольшее возможное при данном вертикальном градиенте температуры γ в слое ($\gamma_B \leq \gamma \leq \gamma_c$) значение [3]

$$S = 10 \frac{\gamma - \bar{\gamma}_B}{\gamma_c - \bar{\gamma}_B}. \quad (8)$$

Варьируя (3) по M_B и приравнявая производную к нулю, мы находим количество облаков, при котором в слое

высвобождается максимальное количество кинетической энергии:

$$S_m = 10 \left(1 - \sqrt{\frac{\gamma_c - \gamma}{\gamma_c - \bar{\gamma}_B}} \right). \quad (9)$$

Фактическое количество облаков может отличаться от количества, вычисленного по формулам как (8), так и (9). Мы можем решить задачу о прогнозе гроз и ливней весьма общим образом, если будем придавать S формуле (7) различные значения: 0, 1, 2... вплоть до значения, определяемого условием (8), и рассчитывать, какова может быть вертикальная мощность облаков при разном их количестве [1]. Для этого мы суммируем величины изменений кинетической энергии по слоям, начиная от уровня конденсации до тех пор, пока кинетическая энергия единицы массы облачного воздуха не обратится в нуль (в каждом слое величина γ предполагается постоянной, т. е. за уровни нижней и верхней границы слоя принимаются точки перегиба кривой стратификации). Соответствующий уровень и будет уровнем верхней границы конвективных облаков. Вычитая из высоты верхней границы высоту уровня конденсации, мы находим возможную вертикальную мощность облаков.

Самолетные исследования конвективных облаков, выполнявшиеся в ГГО, показали, что летом в умеренной климатической зоне минимальная вертикальная мощность грозовых облаков равна 4,5 км, а ливневые дожди выпадают при мощности облаков 2,2 км и больше. Поэтому, выделяя те количества облаков, которые могут иметь рассчитанную мощность больше 4,5 или 2,2 км, мы находим наибольшие возможные при данной стратификации атмосферы количества грозовых или ливневых облаков (соответственно). Эти количества, разумеется, могут значительно отличаться от общего количества облаков, включающего и облака меньшей

вертикальной мощности. Процент станций, на которых могут быть отмечены грозы и ливни, примерно совпадал бы с количеством облаков соответствующей мощности, если бы не было их движения.

Сопоставление результатов расчетов с фактическими данными наземной сети метеорологических станций Московской и Ленинградской областей, которое производилось летом 1955 г., показало, что в среднем площадь под осадками в 2 – 2,5 раза превышает рассчитанную площадь грозовых и ливневых облаков, это связано с движением облаков. В различных географических и синоптических условиях этот коэффициент может меняться.

Для составления прогноза гроз и ливней на день необходимы данные аэрологического зондирования и прогноз максимальной наземной температуры и точки росы. Если дается прогноз гроз и ливней с заблаговременностью 0,5 – 1 сутки, то необходим также прогноз переноса воздушной массы. В этом случае используются данные аэрологического зондирования в пункте, откуда приходит воздушная масса на территорию, для которой дается прогноз.

Целесообразна разработка метода составления детальной прогностической кривой температурной стратификации и распределения влажности по высоте. Применение прогностической кривой может повысить оправдываемость прогнозов.

Следует учитывать, что зондирование, выполненное во время дождя или вскоре после него, а также выполненное в неоднородной воздушной массе (в связи с прохождением фронта), является для данного метода нерепрезентативным. Расчеты при этом не должны производиться.

Прогноз составляется для территории с размерами не свыше 500 × 500 км. Порядок составления прогноза следующий:

1. На бланке аэрологической диаграммы находится положение уровня конденсации, которому соответствует точка

пересечения линии удельной влажности (изограммы), проходящей через значение точки росы у поверхности земли, и сухой адиабаты, проходящей через точку наземной прогнозируемой температуры.

Если найденная точка пересечения лежит на 3 – 5° влево от фактической (или прогностической) кривой стратификации, то образование достаточно мощной конвективной облачности мало вероятно. Расчет может при этом не выполняться. Сразу составляется прогноз «без конвективных осадков».

2. Определяется сумма дефицитов точки росы на уровнях 850, 700, 500 мб. Если эта сумма превышает 30°, причем уже на высотах 850 и 700 мб она превышает 20°, то расчет может не выполняться и составляется прогноз «без конвективных осадков».

Если суммарный дефицит точки росы на уровнях 850 и 700 мб меньше 20°, а суммарный дефицит точки росы на трех указанных высотах равен 30° и более, то, независимо от результатов расчета, грозы не прогнозируются, а прогнозируемая степень ливневой активности уменьшается. Например, дается прогноз «ливни местами», если формальный расчет приводит к вероятности ливней более чем на 40% станций (что давало бы основание для прогноза «ливни»). Учет дефицита точки росы не производится, если ожидается прохождение атмосферных фронтов.

3. Составляется расчетная таблица (см. «Таблица для составления прогноза гроз и ливней»):

а) выписываются данные о высоте, давлении, температуре, точке росы для различных точек кривой стратификации, а также для дополнительных точек, соответствующих рассчитанным уровням конденсации (при двух пределах прогнозируемой температуры), – графы 1, 2, 3, 4;

б) вычисляется толщина слоев, начиная от нижнего уровня конденсации, – графа 5;

в) вычисляется вертикальный градиент температуры по слоям – графа 6;

Таблица для составления прогноза гроз и ливней

Пункт зондирования: Внуково.
 Вид зондирования: самолет.
 Дата и час: 28 июня 1955 г. 5 час.
 Прогнозируемая температура: 21 — 26°.
 Точка росы: 15° на уровне 983 мб.

Давление воздуха на уровнях конденсации: 900 — 850 мб.
 Суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700, 500 мб: 6° + 2° + 2° = 10°.

H	B	t	t _d	ΔH	γ	γ _B	ΔH(γ - γ _B)	0,1ΔH(γ _c - γ _B)	ΔH(γ - γ _B) - 0,1ΔH(γ _c - γ _B)			
									S=1	S=2	S=3	S=4
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
200	983	15,9	14,6									
480	956	17,2	10,4									
810	916	14,6	8,5									
1 020	894	14,7	7,6									
1 450	850	11,5	5,5	430	0,74	0,48	112	22	90	68	46	24
1 790	817	9,6	3,4	340	0,56	0,50	20	17	3	-14	-31	-48
2 560	742	3,3	1,5	770	0,82	0,53	223	36	187	151	115	79
2 930	709	1,0	-0,6	370	0,62	0,57	18	16	2	-14	-30	-46
3 900	628	-4,2	-4,8	970	0,54	0,60	-58	39	-97	-136	-174	-213
4 150	605	-6,1	-6,1	250	0,76	0,62	35	10	25	15		
4 720	566	-9,2	-9,2	570	0,54	0,65	-63	20	-83	-103		
5 000	542	-12,0	-12,0	280	1,00	0,68	90	9	81	72		
5 410	518	-13,4	-16,3	410	0,34	0,70	-148	12	-160	-173		
6 130	470	-19,3	-20,5	720	0,82	0,74	58	19	39			
6 400	454	-20,5	-24,4	270	0,45	0,77	-86	6	-92			
6 670	434	-23,2	-27,2	270	1,00	0,79	57	6	51			
Верхняя граница		{ при 21°					>6,7		>6,7	5,1	3,5	3,0
облачности (км)		{ при 26°					6,7		5,3	4,2	3,2	—
Вертикальная		{ при 21°					>5,7		>5,7	4,1	2,5	2,0
мощность (км)		{ при 26°					5,2		3,8	2,7	1,7	—

Прогноз: Днем 28 июня 1955 г. на территории Московской области ожидаются грозы (на 25 – 30% станций) и ливни (на 60 – 75% станций). Фактическая погода: Грозы отмечены на 62% станций и ливни на 86% станций. Максимальная температура по области 20 – 22°. Днем через Московскую область проходил фронт с волнами.

г) по давлению и температуре на верхней и нижней границах каждого слоя находится с помощью графика (рис. 1) среднее значение влажноадиабатического градиента температуры – графа 7;

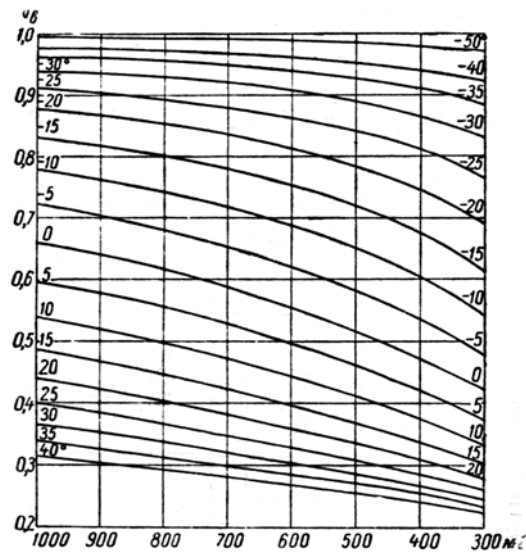


Рис. 1. Влажноадиабатический градиент температуры.

д) с помощью логарифмической линейки вычисляются величины $\Delta H(\gamma - \bar{\gamma}_в)$ и $0,1\Delta H(\gamma_c - \bar{\gamma}_в)$ – графы 8 и 9;

е) суммируя величины, стоящие в графе 8, до того уровня, где сумма обращается в нуль, мы находим максимальную возможную верхнюю границу конвективных облаков (при небольшом их количестве, близком к 0 баллов), а значит и максимальную вертикальную мощность этих облаков;

ж) вычитая, по строкам, величины, стоящие в графе 9, из соответствующих величин в графе 8 и суммируя полученные значения (аналогичным образом), мы находим вертикальную мощность облаков при одном балле облачности – графа 10.

Точно так же, вычитая по строкам величины, стоящие в графе 9, из соответствующих величин в графе 10 и суммируя полученные значения, мы находим вертикальную мощность облаков при двух баллах облачности и т. д.

Расчет прекращается, когда рассчитанная вертикальная мощность конвективных облаков станет меньше 2,2 км. Для выполнения расчета требуется 20 – 30 мин.

На основании расчета составляется прогноз гроз и ливней, причем полученное количество облаков в баллах (среднее для обоих пределов прогнозируемой температуры) при их мощности 4,5 км или больше (для гроз) и свыше 2,2 км (для ливней) множится на коэффициент 20 – 25.

Мы получаем при этом процент станций, на которых могут быть отмечены грозы или ливни.

Следует учитывать, что ливни могут прогнозироваться и при вертикальной мощности облаков менее 2,2 км, если рассчитанный уровень их верхней границы лежит выше изотермы -10° . Для гроз аналогичный температурный критерий еще не установлен.

Описанный выше способ расчета применим для равнинных местностей. В горных местностях развитие конвективных облаков отличается рядом особенностей. Нередко развитие конвективных облаков над горами имеет место даже тогда, когда в нижних слоях воздуха над долиной стратификация температуры устойчива и облака совсем не развиваются либо развивается тонкая слоистая облачность. При составлении прогноза это может быть учтено следующим образом. Если в некотором слое выше рассчитанного обычным способом уровня конденсации вертикальный градиент температуры меньше влажноадиабатического значения ($\gamma < \gamma_v$), а выше стратификация становится в некотором слое неустойчивой, то расчет ведется с нижней границы неустойчивого слоя. При этом возможная вертикальная мощность конвективных облаков получается как разница между найденной в расчете верхней границей облаков и

уровнем нижней границы неустойчивого слоя. Прогноз гроз и ливней составляется обычным путем. Если влажноустойчивый слой над рассчитанным уровнем конденсации отсутствует, то вычисления ведутся так же, как и для равнинной местности.

Проверка оправдываемости прогнозов по нашему методу для территории Московской и Ленинградской областей, выполнявшаяся нами в 1955 г., показала оправдываемость 88% (для 217 опытных прогнозов) после учета выявленных в процессе исследования эмпирических правил и исключения всех ошибок, не связанных с применением метода. Оценка оправдываемости производилась в соответствии с «Наставлением по службе прогнозов», раздел 2, часть III, 1950.

Процент станций, на которых могли быть отмечены грозы и ливни, прогнозировался со средней ошибкой ± 12 при фактическом среднем проценте станций с грозами и ливнями равном 30.

В 1956 г. наш метод проверялся в 21 УГМС. Всего было составлено за летние месяцы 444 опытных прогноза гроз и ливней. Оправдываемость прогнозов оказалась резко различной для УГМС, расположенных в центральной и южной частях территории СССР, и для УГМС, расположенных на севере страны и близ побережий Балтийского, Японского и Охотского морей. Для первой группы УГМС (Азербайджанской, Армянской, Казахской и Украинской ССР, Верхне-Волжского, Дальневосточного, Забайкальского, Западно-Сибирского, Приволжского, Северо-Кавказского, Уральского, Центральных и Центрально-черноземных областей) оправдываемость составила 87% для 292 опытных прогнозов. Для второй группы УГМС (Белорусской, Латвийской и Эстонской ССР, Приморского, Сахалинского, Северного, Северо-Западного и Якутского) оправдываемость равнялась всего лишь 57% для 152 опытных прогнозов. Низкий процент оправдываемого прогноза гроз и ливней для северных и приморских районов частично связан с неблагоприятными для использования метода

погодными условиями лета 1956 г. Однако явно имеются и общие объективные причины географического характера для столь резкой разницы.

Можно сделать вывод, что в северных районах и на побережье Дальнего Востока наш метод может лишь очень ограниченно использоваться в прогностической практике, преимущественно для внутримассовых гроз и ливней. В центральных и южных районах СССР он может найти более широкое применение.

Совместная работа исследователей и практиков-прогнозистов может привести к дальнейшему улучшению метода прогноза гроз и ливней. Особенно важно выявить, при каких синоптических ситуациях наш метод дает наиболее надежные результаты. Тогда совместное применение предлагаемого и синоптического методов приведет к общему повышению оправдываемости прогнозов гроз и ливней.

Весьма важно также выявление эмпирических правил, учитывающих особенности географических и синоптических условий.

Литература

1. Временная инструкция по прогнозу гроз и ливней для управлений гидромет-службы и АМСГ. Гидрометеиздат, Л., 1956.
2. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. ГИТТЛ, М., 1953.
3. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. ГИТТЛ, М., 1954.
4. Beers N. Atmospheric stability and instability. *HB of Meteor.*, 1945, N. Y.
5. Bjerknes J. Saturated-adiabatic ascent of air through dry-adiabatically descending environment. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 64, No 275, 1938.
6. Petterssen S., Knighting E., James R. W., Herlofson H. Convection in theory and practice. *Geoph. Publ.*, XVI, No 10, 1946.

Е. П. Будилова, В. Т. Леншин

**О КРАТКОСРОЧНОМ ПРОГНОЗЕ
АРЕАЛОВ «ЛИВНЕВОГО ПОЛОЖЕНИЯ»
ПО ДАННЫМ ВЕРТИКАЛЬНОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ**

1. Введение

Использование данных вертикального зондирования атмосферы в разработке схем диагноза и прогноза метеорологических элементов и явлений оказывается до настоящего времени далеко не полным. За небольшим исключением обычно ограничиваются построением карт барической топографии (БТ) и грубой оценкой энергии неустойчивости воздушных масс над отдельными пунктами. Применимость карт БТ в службе погоды оказалась весьма ограниченной, поскольку в основе метода лежала стилизация распределения температуры, ветра и влажности по высотам, учитывающая их фактическое распределение только на основных изобарических поверхностях. Именно этот недостаток, заметный даже в анализе атмосферных фронтов и воздушных масс, оказался практически непреодолимым в разработке более или менее стройной системы диагноза (прогноза) облачности и осадков по данным аэрологического зондирования. В такой обширной и достаточно сложной проблеме оказалось необходимым существенное дополнение метода БТ разного рода расчетами по исходным данным радиозондирования с использованием адиабатического приближения (метод частицы или метод слоя), хотя принципиально решения таких задач могли быть реализованы, как это показал А. И. Славин, также и при использовании

неадиабатического приближения, теоретические основы которого достаточно полно разработаны.

Применяемые ранее попытки разработки альтернативных прогнозов ливней, базирующиеся на учете возможной вертикальной мощности конвективных облаков, рассчитываемой по методу слоя, и суммарного дефицита точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мб [11] представлялись весьма интересными. Однако оправдываемость таких прогнозов оказалась недостаточно высокой [4]. Это требовало усовершенствования методики прогнозирования, предполагающего установление критериев конвекции, которые могли бы рассматриваться в качестве признаков, однозначно определяющих разрешение энергии неустойчивости и интенсивность конвекции.

В 1960 г. в отделе физики облаков и активных воздействий ГГО выполнялся специальный анализ условий осадкообразования, базирующийся на значительном количестве расчетов возможной мощности конвективных облаков и средней скорости их вертикального развития по данным радиозондирования. На основе выяснения достаточно прочной связи между вертикальной мощностью внутримассовых конвективных облаков и средней скоростью их развития (вычисленных по методу слоя) при использовании некоторых данных теории осадков был предложен способ предвычисления максимально возможного и среднего дневного количества осадков для площади радиусом 100 – 200 км вокруг пункта аэрологического зондирования [7]. Этот способ количественного прогноза ливневых осадков распространялся только на внутримассовые погодные условия. Авторская проверка прогноза, проведенная (для июня – августа 1960 г.) по территории радиусом 100 км вокруг Кривого Рога, показала, что оправдываемость альтернативных прогнозов ливней составляет по формуле Кёпшена 90% [7], а по формуле Обухова 87%. Оправдываемость составленных по новому варианту прогнозов внутримассовых ливневых

осадков по Московской области и Москве была проверена также в ЦИПе на материалах 52 дней лета 1961 г. [10]. Результаты проверки указывали на высокую оправдываемость прогнозов для дней, в которые осадки выпадали. По факту дождя она, например, оказалась на 12 – 20% выше оправдываемого прогнозов, составленных способом Лебедевой на тех же материалах. В рассматриваемый период все внутримассовые ливни в Московской области способом, основанным на методе слоя, были предсказаны. Значительно худшие результаты получались для дней, когда осадков не было. Оправдываемость этих прогнозов (даже с использованием фактических значений максимальной температуры приземного воздуха и влажности) для дней без осадков составляла по Московской области и Москве 80 и 78% соответственно.

Очевидно, прежде чем составить прогноз ливневых осадков, необходимо каждый раз предварительно выяснять выполнение (для района прогнозирования) критерия естественного перехода мощных кучевых облаков в кучево-дождевые. Общим недостатком рассматриваемой выше схемы прогноза ливней и других предложенных позже региональных схем [3, 6, 9] являлась также невозможность картирования результатов расчета для больших территорий, когда, наряду с внутримассовыми погодными условиями, значительные площади были заняты атмосферными фронтами.

На основе последующих разработок [1, 2] авторами настоящей статьи предложено усовершенствование способа прогноза конвективной облачности по методу слоя, базирующееся на дополнительном учете вертикальной структуры ветра в слое 850 – 500 мб и учете влияния синоптического положения, ожидаемого в пункте прогноза к периоду максимального развития конвекции. Это оказалось весьма существенным в анализе общих условий погоды и в организации воздействий на облака свободной конвекции с целью вызывания осадков.

Ниже приводятся результаты исследования термодинамических характеристик, определяющих образование конвективных облаков, последующее развитие которых завершается стадией $Cu\ congesta$ или Cb . Устанавливаемое при этом критическое значение показателя интенсивности атмосферной конвекции позволяет выделять ареалы «ливневого положения» над равнинными районами и создает дополнительные предпосылки для углубленного анализа процесса естественного осадкообразования, в особенности при формировании обильных ливней, когда средняя относительная погрешность расчета уменьшается.

2. Показатель интенсивности атмосферной конвекции. Расчет ареалов «ливневого положения»

Расчеты восходящих движений в облаках по методу слоя позволили установить, что конвективное облако развивается первоначально в слое, где вертикальный градиент температур превышает влажноадиабатическое значение (слой активной конвекции). Скорость восходящих движений в этом слое увеличивается с высотой от нуля (на уровне основания облака) до максимального значения. Избыток энергии влажнонеустойчивости активного слоя расходуется в более высоких слоях с вертикальным градиентом температуры, который меньше влажноадиабатического (облачный слой пассивной конвекции); восходящие движения здесь испытывают торможение, уменьшаются с высотой и на некотором уровне, принимаемом за верхнюю кромку облака, становятся равными нулю. При антициклонических типах погоды слои пассивной конвекции являются относительно более тонкими по сравнению со слоями пассивной конвекции в размытых барических полях и в зонах фронтальной облачности, где расходование энергии по высоте обычно невелико. В результате этого одному и тому же исходному запасу энергии влажнонеустойчивости в нижней тропосфере

будут соответствовать весьма различные вертикальные мощности конвективных облаков в зависимости от того, в какой группе синоптических положений происходит развитие облаков; при фронтально-циклонических положениях конвективные облака оказываются, как правило, более развитыми по вертикали, чем при внутримассовых погодных условиях. Последнее означает также, что одно и то же приращение энергии неустойчивости в слое активной конвекции при внутримассовых и фронтальных положениях по-разному отразится на профиле вертикальных скоростей (рассчитываемых по данным аэрологического зондирования за 03 ч) к периоду максимального развития конвекции.

Корректировка расчетных значений максимальных вертикальных скоростей в слое активной конвекции от периода утреннего зондирования атмосферы до периода максимального развития конвекции существенно улучшает сходимость прогностических значений $v_{\text{макс}}$ с диагностическими, принимаемыми за фактические.

Типы синоптических положений для их количественного учета при расчете интенсивности атмосферной конвекции разделены на три группы (см. рис. 1 в [1]), аппроксимируемые эмпирическими формулами:

$$v_{\text{макс..испр}} = 0,0356v_{\text{макс}}^2 + 0,12v_{\text{макс}} + 2,5, \quad (1)$$

$$v_{\text{макс..испр}} = 0,0265v_{\text{макс}}^2 + 0,17v_{\text{макс}} + 4,9, \quad (2)$$

$$v_{\text{макс..испр}} = 0,0245v_{\text{макс}}^2 + 0,06v_{\text{макс}} + 8,2. \quad (3)$$

При этом к первой группе синоптических положений относятся внутримассовые условия погоды (за исключением областей выраженного падения давления в малоградиентных

барических полях), глубокие тылы холодных фронтов и теплые фронты, обычно более или менее размытые к середине дня; к третьей группе – основные холодные, сомкнутые фронты и фронты с волнами; ко второй, (промежуточной) группе синоптических положений, отнесены все остальные ситуации.

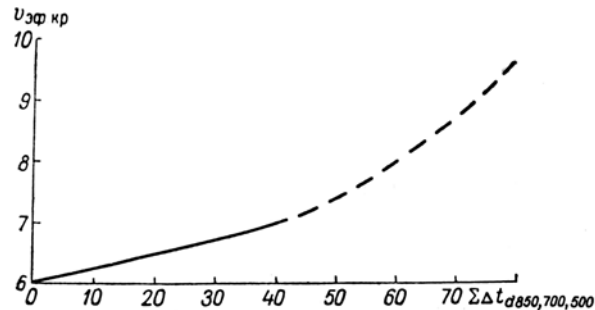


Рис. 1. Вид связи $v_{эф.кр}$ с $\Sigma\Delta T_{d 850, 700, 500}$

Таким образом, прежде чем составить прогноз возможных максимальных скоростей в конвективных облаках для слоя активной конвекции над конкретным районом необходимо, используя данные радиозондирования за 03 ч и прогноз максимальной температуры на день, рассчитать по методу слоя $v_{\text{макс}}$ на уровне, где максимальное отклонение фактической температуры от температуры влажной адиабаты достигает наибольшего значения, а затем решить вопрос о том, какое синоптическое положение ожидается в районе к периоду максимального развития конвекции. После этого по расчетному значению $v_{\text{макс}}$ снять соответствующее $v_{\text{макс}}$ исправленное с графика 1 из работы [1].

Для более полного определения условий развития конвекции необходим дополнительный учет исходного влагосодержания, а также вертикальной структуры ветра в

слое 850 – 500 мб., так как метод слоя не учитывает скорости перемещения облаков и наклона их пространственной оси.

Выполненные нами исследования показывают [2], что учет вертикальной структуры ветра в основном облачном слое следует производить при помощи выражения

$$\frac{\sqrt{\overline{v^3}}}{\overline{u_{\text{cp}}} + \overline{u_{\text{T}}}},$$

где \overline{v} – рассчитанная по методу слоя средняя скорость восходящих движений в конвективных облаках максимальной вертикальной мощности; $\overline{u_{\text{cp}}}$ и $\overline{u_{\text{T}}}$ – средние (вычислены векторно) взвешенные скорости переноса воздушных масс и термического ветра в слое 850 – 500 мб.

На основе комплекса данных о температурной стратификации, распределении ветра по высоте и синоптическом положении можно количественно оценить эффективную скорость вертикальных движений $v_{\text{эф}}$ в конвективных облаках по формуле

$$v_{\text{эф}} = \left| \sqrt{v_{\text{макс..испр}}^2 + \frac{\overline{v^3}}{\overline{u_{\text{cp}}} + \overline{u_{\text{T}}}}} \right| \quad (4)$$

Коррелируя $v_{\text{эф}}$ с суммарным дефицитом точки росы на трех уровнях (850, 700 и 500 мб) устанавливают критерий перехода Cu cong. в Cb (т. е. $v_{\text{эф..кр.}}$), который зависит от скоростей восходящих движений в конвективных облаках и от увлажнения слоя 850 – 500 мб (рис. 1). До значений $\sum \Delta T_{d \text{ 850, 700, 500}}$, не превосходящих 40°C , критическое значение $v_{\text{эф}}$ может вычисляться по формуле

$$v_{\text{эф..кр.}} = 6,0 + 0,025 \sum (T - T_d)_{850, 700, 500} \quad (5)$$

где T – температура, T_d – точка росы на указанных уровнях. Переход мощных кучевых облаков в кучево-дождевые [2, 5, 8] четко проявляется, когда эффективная скорость подъема $v_{\text{эф}}$ становится равной критической $v_{\text{эф..кр.}}$. Следовательно, отношение $v_{\text{эф.}} / v_{\text{эф..кр.}} = \varepsilon$ можно рассматривать в качестве показателя интенсивности мезомасштабной свободной конвекции для периода ее максимального развития. Картирование указанного отношения позволяет оценить область, где можно ожидать переход Cu cong. в Cb , т. е. образования ливневых осадков (гроз). При этом границей ареала «ливневого положения» является значение $\varepsilon = 1$.

Из уравнения (5) видно, что количественный критерий начала перехода мощной кучевой облачности по району в кучево-дождевую соответствует значению $v_{\text{эф..кр.}} = 6,0$ м/с, если облако формируется в насыщенном водяным паром слое. С повышением суммарного дефицита точки росы на основных изобарических поверхностях (в слое 850 – 500 мб) $v_{\text{эф..кр.}}$ возрастает. Это означает, что при повышенной сухости воздуха в слое 850 – 500 мб условия естественного перехода мощных кучевых облаков в кучево-дождевые ухудшаются.

Расчетная схема позволяет количественно оценивать интенсивность внутриоблачной конвекции и ее критическое значение, при котором осуществляется переход мощных кучевых облаков по району в кучево-дождевые и, следовательно, выделять ареалы «ливневого положения».

Методом картирования результатов расчета можно выделить области с различными значениями ε . При этом в ареале значений $0,65 < \varepsilon < 1,0$ следует ожидать развития мощных кучевых облаков. В областях, где $0,8 \leq \varepsilon < 1,0$,

вертикальная мощность наиболее развитых мощных кучевых облаков превосходит 2,0 км. Такие облака оказываются обычно пригодными для искусственного стимулирования осадков, поэтому заблаговременное выделение областей со значениями ϵ от 0,8 до 1,0, где $Cu\ cong.$ не переходят естественным путем в Cb , представляется весьма важным при организации воздействий на облака с целью вызывания искусственных осадков, например, в зонах крупных лесных пожаров.

Расчеты по приведенным выше формулам (4) и (5) оказываются достаточно трудоемкими, что затрудняет оперативное картирование результатов расчета для значительных территорий главным образом из-за необходимости вычисления \bar{v} (табл. 1). Последующий физико-статистический анализ полученного материала показал, что расчеты с целью заблаговременного выделения областей мощной конвекции (равно как и с целью установления прогностических признаков обильных ливневых осадков) могут быть существенно упрощены.

Действительно, воспользовавшись уравнением высоты конвективного слоя

$$H_{\text{конв}} = \frac{100\Delta t}{\gamma_c - \gamma^*} \quad (6)$$

и уравнением высоты конвективного уровня конденсации

$$H_{\text{н.г}} = \frac{100}{\gamma} (T_0 - T_d), \quad (7)$$

можно записать для момента появления первых кучевых облаков (когда их вертикальная мощность мала) $H_{\text{конв}} = H_{\text{н.г}}$; в этом случае $\bar{\gamma}^* = \bar{\gamma}$ где Δt – перегрев, γ_c –

сухоадиабатический градиент температуры, $\overline{\gamma^*}$ – средний вертикальный градиент температуры в конвективном слое, $\overline{\gamma}$ – средний подоблачный вертикальный градиент температуры, $(T_0 - T_d)$ – дефицит точки росы у поверхности земли. В общем же случае $H_{\text{конв}} = H_{\text{н.г}} + \Delta H$ (здесь ΔH – вертикальная мощность конвективных облаков).

Табл. 1

Пример расчета скорости \bar{v} по методу слоя. Смоленск, 27 мая 1964 г. Радиозонд 03 ч.

$T_{\text{макс}} = 17,2^\circ\text{C}$; $T_{\text{д}} = 7,5^\circ\text{C}$; $T_0 = 279\text{K}$. Условия внутримассовые (формула 1)

$$v^2 = \frac{g \sum \Delta H_k}{3T_0} \cdot \sum_{k=1}^N (T_{\text{в}} - T)_k = \frac{3,27 \sum \Delta H_k}{T_0} \cdot \sum_{k=1}^N (T_{\text{в}} - T)_k$$

$H, \text{ м}$	$P, \text{ мб}$	$T^\circ\text{C}$	$\Delta H_k, \text{ м}$	$\sum \Delta H_k, \text{ м}$	$(T_{\text{в}} - T)_k, \text{ }^\circ\text{C}$	$\sum (T_{\text{в}} - T)_k, \text{ }^\circ\text{C}$	$\frac{3,27 \sum \Delta H_k}{T}, \text{ м}^2/\text{с}^2 \cdot ^\circ\text{C}$	$v^2, \text{ м}^2/\text{с}^2$	$v, \text{ м/с}$	$\bar{v}, \text{ м/с}$	$\Delta t_k, \text{ с}$
Земля	990	10,5									
570	952	14,2									
1510(НГ)	850	6,2	—	—	—	—	—	—	0	—	—
3060	700	-5,2	1550	1550	2,7	2,7	18,2	49,1	7,0	3,50	443
3750	641	-11,5	690	2240	3,1	5,8	26,3	152,7	12,4	9,70	71
4300	598	-12,2	550	2790	-3,3	2,5	32,7	81,7	9,0	10,70	51
4940	546	-15,5	640	3430	-2,0	0,5	40,2	20,1	4,5	6,75	95
5630(ВГ)	500	-19,8	690	4120	-0,5	0,0	48,3	—	0	2,25	307

$$\bar{v}_k = \frac{v_{k-1} + v_k}{2}; \quad \Delta t_k = \frac{\Delta H_k}{\bar{v}_k}; \quad \sum \Delta t_k = 967 \text{ с}; \quad \bar{v} = \frac{\sum \Delta H_k}{\sum \Delta t_k} = \frac{4120 \text{ м}}{967 \text{ с}} = 4,3 \text{ м/с}$$

В период максимального развития конвекции значение ΔH представляет собой вертикальную мощность наиболее развитых конвективных облаков, которая может быть вычислена в адиабатическом приближении графически с помощью аэрологической диаграммы (в предположении, что $H_{\text{конв}} = H_{\text{н.г}}$), $\Delta H = H_{\text{конв}} - H_{\text{н.г}}$.

Решая уравнения (6) и (7) относительно ΔH , имеем

$$\Delta H = \frac{100\Delta t}{\gamma_c - \gamma^*} - \frac{100(T_0 - T_d)}{\gamma}. \quad (8)$$

Для максимума конвекции можно принять, что в подоблачном слое $\bar{\gamma} = \gamma_c$ тогда

$$\Delta H = \frac{100\Delta t}{\gamma_c - \gamma^*} - \frac{100(T_0 - T_d)}{\gamma_c}. \quad (8')$$

где под $(T_0 - T_d)$ следует понимать дефицит точки росы в период максимального развития конвекции. Обозначая $\gamma_c - \gamma^*$ через $\Delta\gamma^*$, имеем

$$\frac{\Delta H}{100} = \frac{\Delta t}{\Delta\gamma^*} - \frac{(T_0 - T_d)}{\gamma_c}. \quad (9)$$

В (9) неизвестным является лишь отношение $\frac{\Delta t}{\Delta\gamma^*}$, которое может быть вычислено по исходным значениям ΔH и $(T_0 - T_d)$ с помощью номограммы (см. рис. 2).

Откладывая по оси ординат этой номограммы вычисленные значения ΔH , а по оси абсцисс – дефицит точки росы $(T_0 - T_d)$ на период максимального развития конвекции,

снимают значения $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$, представленные на номограмме наклонными прямыми линиями. Отношение $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ является важным параметром, увязывающим внутриоблачную и подоблачную конвекцию.

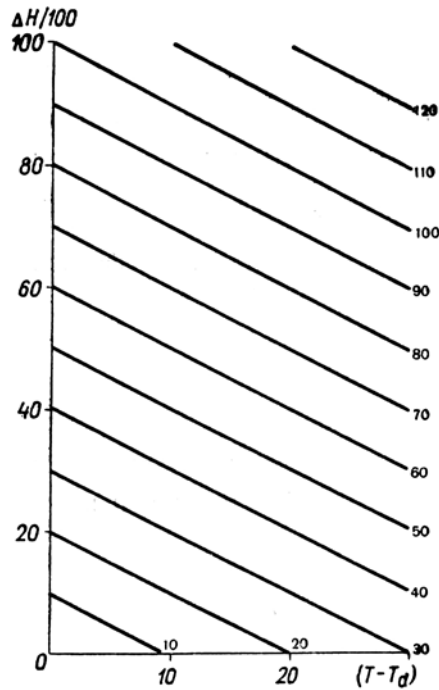


Рис. 2. Номограмма для определения параметра $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$.

Для того чтобы существенно упростить нахождение \bar{v} следует использовать корреляцию параметров \bar{v} и $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$.

На рис. 4 представлен вид связи \bar{v} с $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ по данным вертикального зондирования атмосферы для ЕТС и Приамурья. При этом для вычисления $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ вместо $(T_0 - T_d)$ были использованы значения дефицита точки росы (за 03 ч) на уровне 900 мб, увеличенные в 1,2 раза.

Полное выражение для показателя интенсивности атмосферной конвекции на период максимального ее развития имеет вид

$$\varepsilon = \frac{\sqrt{v_{\text{макс.испр}}^2 + \frac{\bar{v}^3}{u_{\text{cp}} - u_T}}}{6,0 + 0,025 \sum (T - T_d)_{850, 700, 500}}. \quad (10)$$

Знаменатель выражения (10) легко находится с помощью рис. 1 и не требует дополнительных пояснений, значения \bar{v} находятся по рис. 2 и 3. Заметим, что корреляция показателя интенсивности атмосферной конвекции, когда значения v вычислялись путем составления табл. 1 (ε) и предложенным нами выше упрощенным способом с помощью номограмм 2 и 3 (ε'), оказывается практически функциональной (рис. 4). Средняя скорость переноса в слое 850 – 500 мб (u_{cp}) и среднее значение термического ветра (\bar{u}_T) в этом слое вычисляются соответственно по формулам (11) и (12):

$$u_{\text{cp}} = 0,36u_{850} + 0,25u_{700} + 0,39u_{500} \quad (11)$$

$$\bar{u}_T = 0,50u_{T850-500} + 0,19u_{T850-700} + 0,310,50u_{T700-500}. \quad (12)$$

где u_{850} , u_{700} , u_{500} – значения скоростей ветра на уровнях 850, 700 и 500 мб; $u_{T850-500}$, $u_{T850-700}$ и $u_{T700-500}$ – модули термического ветра в слоях 850 – 500, 850 – 700 и 700 – 500 мб.

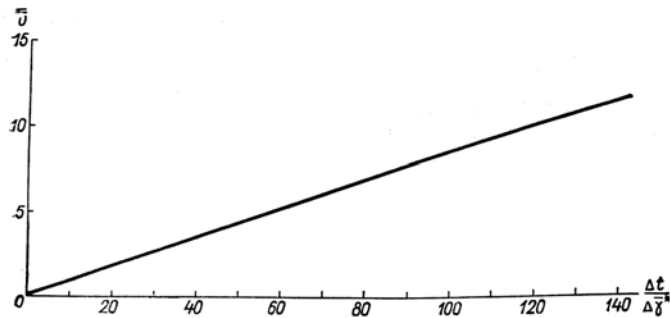


Рис. 3. График для нахождения средней скорости восходящих движений в конвективных облаках \bar{v} по параметру $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$.

Для нахождения модулей термического ветра (вычисляемых векторно) по данным радиозондирования целесообразно пользоваться номограммой (рис. 5). Для вычисления $v_{\text{макс}}$ необходимо сначала установить уровень, где $\sum (T_v - T)_k$ достигает наибольшего значения, вычислить для этого уровня $v_{\text{макс}}$ (12,4 м/с в табл. 1), затем это значение исправить на синоптическое положение в соответствии с формулами (1) – (3).

На рис. 6 представлен пример картирования результатов расчета по Европейской территории Советского Союза за 27 мая 1964 г. На рисунке даны значения интенсивности атмосферной конвекции ε' для каждого пункта радиозондирования. Заштрихованная область соответствует ареалам «ливневого положения» $\varepsilon \geq 1,0$, пунктирная линия – значению $\varepsilon = 0,8$.

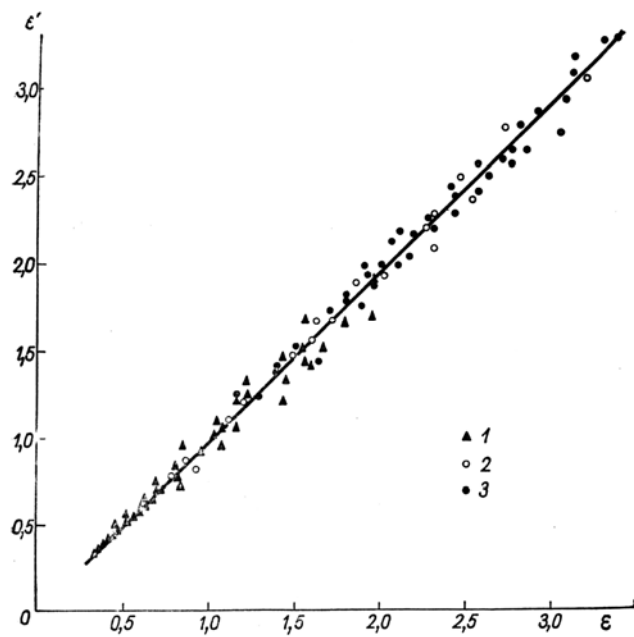


Рис. 4. Корреляция ϵ и ϵ' .

*1 – внутримассовый тип погоды и теплые фронты,
 2 – размытые основные и приземные фронты и области
 выраженного падения давления в малоградиентных
 барических полях, 3 – основные холодные сомкнутые фронты
 и фронты с волнами.*

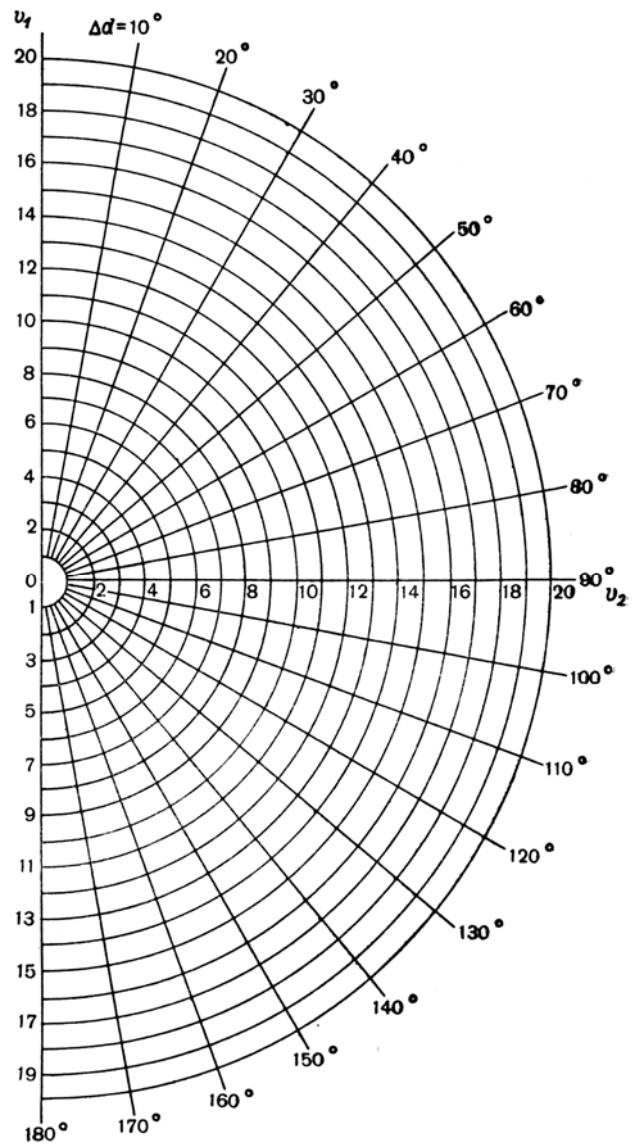


Рис. 5. Номограмма для определения модуля термического ветра u_T по данным радиозондирования атмосферы.

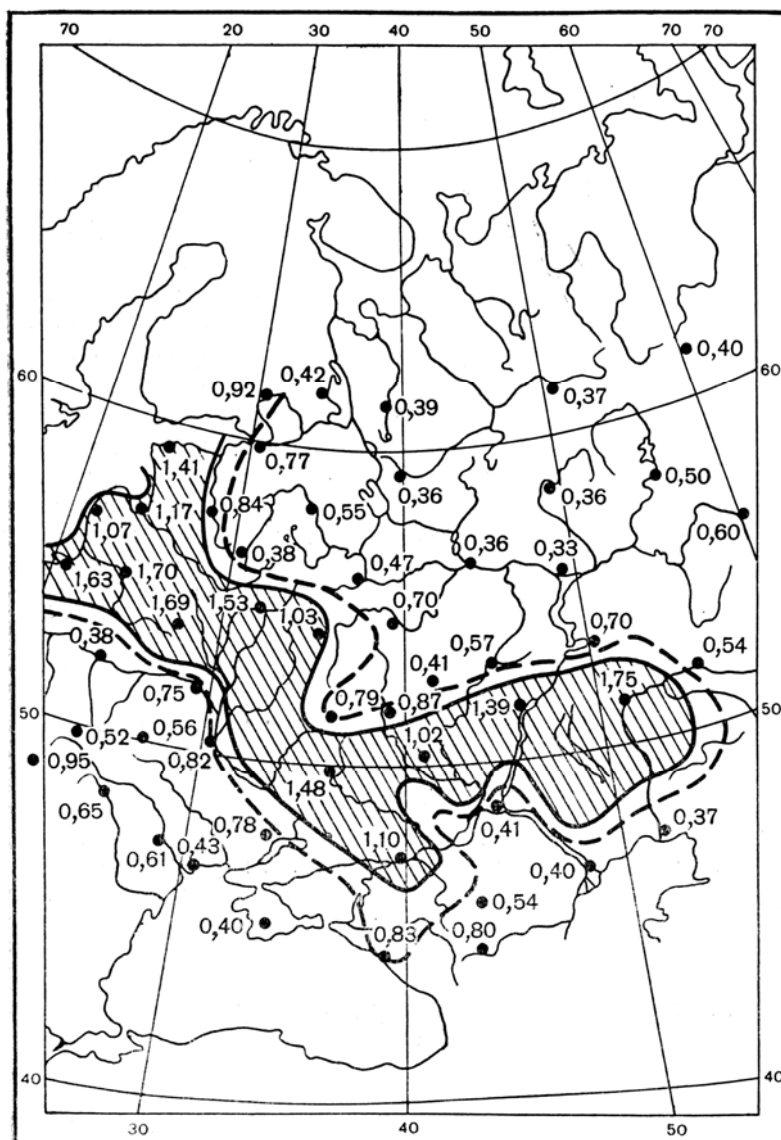


Рис. 6. Мощная кучевая облачность ($\Delta H \geq 2,5$ км) и ареалы «ливневого положения» в средней полосе ЕТС 27 мая 1964 г.

3. Порядок составления прогноза

Прогноз развития конвективной облачности и ареалов «ливневого положения» для некоторой территории на день составляется по данным утреннего аэрологического зондирования ближайшего к сроку 03 ч местного времени. Данные одного пункта зондирования позволяют составлять прогноз для территории радиусом 150 км вокруг пункта. Для картирования результатов расчета необходимо произвести расчеты не менее чем по семи соседним пунктам радиозондирования, расположенным на заданной территории.

После получения данных радиозондирования, они раскодируются и записываются в правой части эмаграммы. На бланке фиксируются: наименование пункта, вид и срок подъема, число, месяц и год зондирования, прогностическая температура воздуха ($T_{\text{макс}}$), а также ожидаемое на день (в радиусе до 150 км от пункта радиозондирования) синоптическое положение. Данные зондирования наносятся на бланк аэрологической диаграммы, после чего осуществляются следующие операции.

1. Определяется уровень конденсации, для чего от точки ожидаемой максимальной температуры в пункте зондирования проводится сухая адиабата, а от приземной точки росы в период зондирования – изограмма удельной влажности. Точка их пересечения дает расчетный уровень конденсации при неизменной по высоте влажности воздуха. К этому значению высоты уровня конденсации (в миллибарах) вводится поправка с помощью рис. 7. Прогнозируемый на день конвективный уровень конденсации определяется вычитанием этой поправки из расчётного значения уровня конденсации. Определяется высота конвективных облаков (в метрах) и температура T_o (в абсолютной шкале) на уровне основания облаков.

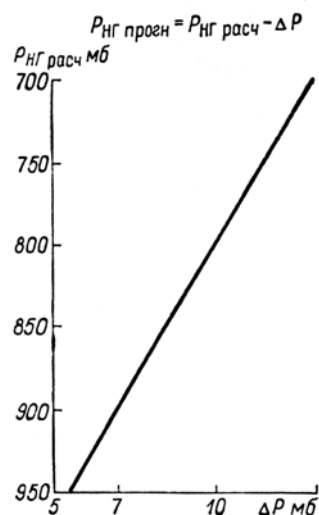


Рис. 7. Поправочный график к расчетным высотам конвективных облаков.

2. Производится разбивка кривой стратификации температуры на слои, вверх от конвективного уровня конденсации (высоты конвективных облаков). За границы слоев принимаются особые точки и стандартные изобарические поверхности. Толщина слоев не должна превышать 100 мб. Все задерживающие слои (особенно слои изотермии и инверсии) выделяются отдельно независимо от их толщины.

3. Для каждого слоя от нижней его границы (начиная от точки на кривой стратификации температуры) до верхней проводится влажная адиабата, точка пересечения которой с верхней границей слоя дает значение T_v . Разность температур $(T_v - T)_k$ для верхних границ каждого выделенного слоя записывается на эмаграмме. Затем производится суммирование разностей $(T_v - T)_k$ от нижнего слоя до уровня,

на котром $\sum_{k=1}^N (T_b - T)_k$ обращается в нуль. Уровень, на котром $\sum_{k=1}^N (T_b - T)_k = 0$, принимается за верхнюю границу наиболее развитых облаков на период максимума конвекции. Значение высоты верхней границы (в метрах), равно как и расчетную вертикальную мощность конвективных облаков, следует записать на свободном месте бланка эмаграммы.

4. На уровне 900-миллибаровой поверхности определяется значение дефицита точки росы $(T - T_d)_{900}$, которое умножается на коэффициент 1, 2; по этому вычисленному дефициту и расчетной вертикальной мощности облаков (ΔH) снимается с номограммы (рис. 2) значение параметра $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$, по котрому, используя график 3, вычисляют среднюю скорость восходящих движений (\bar{v}) в конвективных облаках.

Нетрудно видеть, что для определения параметра $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ вместо номограммы (рис. 2) можно пользоваться суммой $\frac{\Delta H}{100} + 1,2\Delta t_{d900}$, а при определении средней скорости восходящих движений в конвективных облаках максимального развития (\bar{v}) вместо графика (рис. 3) использовать отношение $\bar{v} = \frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*} / 12$.

5. Для уровня верхней границы облачного слоя активной конвекции (где $\sum_{k=1}^N (T_b - T)_k$ имеет максимум) вычисляется значение $v_{\text{макс}}$ (в м/с) по формуле (1), имеющей вид:

$$v_{\text{макс}}^2 = \frac{3,27\Delta H^*}{T_0} \sum_{k=1}^N (T_{\text{в}} - T)_k . \quad (13)$$

где ΔH^* - вертикальная мощность (в метрах) слоя активной конвекции. Это вычисленное значение $v_{\text{макс}}$ исправляется на ожидаемое по району прогнозирования синоптическое положение в соответствии с кривыми графика 1 из работы [1].

Примечание: а) для внутримассовых погодных условий, теплых и вторичных холодных фронтов верхняя граница облачного слоя активной конвекции всегда находится на уровне максимального значения $\sum (T_{\text{в}} - T)_k$ при условии

отсутствия в нем задерживающих слоев более 15 мб; б) для случаев основных холодных фронтов, фронтов окклюзии и малоподвижных фронтов с волнами допускается наличие в слое активной конвекции одного задерживающего слоя толщиной не более 50 мб, если непосредственно над ним имеется влажнонеустойчивый слой не меньшей вертикальной мощности.

6. По формулам (11) и (12) вычисляются значения средних скоростей воздуха ($u_{\text{ср}}$) и термического ветра ($\overline{u_{\text{T}}}$) в слое 850 – 500 мб.

7. В соответствии с формулой (4) по значениям \overline{v} , $u_{\text{ср}}$, $\overline{u_{\text{T}}}$ и $v_{\text{макс.испр}}$ вычисляется эффективная скорость восходящих движений в конвективных облаках максимально возможного развития $v_{\text{эф}}$.

8. Находится суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мб. По этому суммарному дефициту вычисляется критическое значение эффективных скоростей

восходящих потоков в облаках при данной стратификации атмосферы ($v_{\text{эф.кр}}$) по формуле

(5) или по графику (рис. 1).

9. Для каждого пункта аэрологического зондирования вычисляются значения $\varepsilon' = \frac{v_{\text{эф}}}{v_{\text{эф.кр}}}$, которые наносятся на бланк

карты погоды с целью последующего анализа и выделения ареалов "ливневого положения ($\varepsilon' \geq 1,0$), а также районов (вне ареалов «ливне-вого положения»), где ожидается развитие мощной кучевой облачности, пригодной по своим геометрическим параметрам для вызывания из них искусственных осадков ($0,8 \leq \varepsilon' < 1,0$).

4. Результаты применения схемы прогноза ареалов «ливневого положения» и некоторые рекомендации

Предлагаемая схема прогноза ареалов «ливневого положения» является уточненным вариантом прогноза интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя, изложенным в (2). Отличительной ее особенностью можно считать большую детализацию прогноза развития атмосферной конвекции и существенное упрощение расчетной схемы.

Предназначена она прежде всего для синоптиков, но может быть использована также специалистами баз авиационной охраны т лесов, проводящих работы по тушению лесных пожаров искусственными осадками. Следует отметить, что прогноз ареалов «ливневого положения» не подменяет и тем более не заменяет существующие в Гидрометслужбе прогностические схемы, а лишь дополняет их в плане специализированных разработок.

Метод выделения ареалов, в которых развитие некоторой части конвективных облаков завершается кучево-дождевой стадией, и районов, где конвективные облака не превосходят стадии мощных кучевых, представляется крайне

важным для уточнения прогноза естественного ливнеобразования, а также для повышения эффективности воздействий на облака с целью вызывания искусственных осадков в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения, над водосборными бассейнами ГЭС, при тушении крупных лесных пожаров и т. д. Учет термодинамических особенностей развития конвективных облаков, условий формирования естественных и искусственных ливней оказывается необходимым также при оценке результатов воздействий, в частности для повышения однородности статистических рядов.

Прогнозы ареалов «ливневого положения» могут быть распространены на равнинные районы ЕТС, Сибири и Дальнего Востока, ограниченные с севера параллелью 65°, исключая Магаданскую, Камчатскую и Сахалинскую области, а также прибрежные районы Хабаровского и Приморского краев.

Летом 1971 г. производилось опытное использование метода прогноза «ливневого положения» в УГМС Красноярского и Хабаровского краев, Иркутской области и Якутской АССР, на территории которых были организованы работы по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками. Необходимые расчеты с целью составления прогнозов пригодной для воздействий конвективной облачности выполнялись в оперативном порядке; полученные результаты фиксировались в бюро погоды и передавались затем в базы лесной авиации.

Сжатые сроки составления прогнозов не всегда позволяли тщательно оценивать ожидаемое на день синоптическое положение и максимальную температуру воздуха. Поэтому, при последующем анализе данных об оправдываемости прогнозов, синоптическая ситуация и максимальная температура воздуха уточнялись. Если ожидаемое синоптическое положение не соответствовало фактическому (в соответствии с кривыми 1, 2 и 3 рис. 1 в

работе [1]), производился перерасчет значений ε' ; пересчет ε' производился также, если прогностическая и фактическая максимальная температура воздуха отличались более чем на 5° (по Иркутскому УГМС) и более чем на $\pm 3^\circ$ (по УГМС Якутской АССР).

В табл. 2 приведены сводные данные об оправдываемости прогнозов за июнь – август 1971 г. Данные об оправдываемости оценивались по формуле Кёппена и по формуле Обухова (в скобках).

Авторская проверка оправдываемости прогнозов «ливневого положения», выполненная летом 1970 г., по отдельным районам ЕТС и Хабаровского края показала, что общий уровень оправдываемости составлял около 90%, а значения m_1 и m_2 систематически оказывались близкими. Данные проверки по Иркутскому УГМС за 1971 г. также подтверждают это положение.

Табл. 2

Оправдываемость прогнозов «ливневого положения» за лето 1971 г.

Пункт радио- зондирования	n_1			n_2			m_1			m_2			$N+M$			Оправдываемость, %		
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
Якутск	13	18	13	8	4	3	2	0	0	6	9	10	29	31	26	72 (48)	71 (67)	62 (56)
Мирный	14	18	11	8	5	11	0	0	0	6	8	3	28	31	25	77 (70)	74 (69)	88 (79)
Олекминск	14	19	11	4	4	9	2	0	0	7	7	6	27	30	26	67 (33)	77 (73)	77 (65)
Алдан	21	24	22	2	3	2	0	0	0	2	3	1	25	30	25	92 (91)	90 (89)	96 (96)
Оймякон	24	18	12	1	1	1	0	1	0	1	9	9	26	29	22	96 (96)	66 (17)	59 (57)
Иркутск	20	16	12	9	6	3	0	1	2	0	1	0	29	22	15	100(100)	92 (80)	88 (60)
Киренск	12	18	16	11	8	4	4	3	3	3	1	0	23	26	20	77 (53)	87 (68)	87 (57)
Ербогачен	4	8	4	18	15	15	4	2	0	2	4	2	22	23	19	79 (48)	80 (55)	91 (67)
Витим	9	13	10	15	10	9	3	1	2	2	6	3	24	23	19	83 (65)	77 (58)	79 (59)

Примечание: В таблице обозначено: n_1 – число дней, когда явление предсказывалось и оно действительно наблюдалось; n_2 – число дней, когда явление не предсказывалось и его действительно не отмечалось; m_1 – число дней, когда явление предсказывалось, но его не было; m_2 – число дней, когда явление не предсказывалось, но оно отмечалось; $N = n_1 + m_1$ – общее число случаев, когда прогнозировалось явление; $M = n_2 + m_2$ – общее число случаев, когда явление не прогнозировалось.

По данным проверки оправдываемости прогнозов по Якутскому УГМС, такое подтверждение обнаруживается только для Алдана, где оправдываемость за весь летний сезон 1971 г. постоянно оказывалась высокой и составляла соответственно 92, 90 и 96% (по формуле Кёппена) и 91, 89 и 96% (по формуле Обухова). Существенное занижение оправдываемости прогнозов «ливневого положения» по Якутии в условиях, когда явление не предсказывалось, но оно имело место ($m_2 > m_1$), свидетельствует прежде всего о том, что (по крайней мере летом 1971 г.) на картах погоды Якутского УГМС довольно часто не проводились вторичные фронты там, где они в действительности были, а основные атмосферные фронты нередко давались как размытые или переводились в разряд приземных.

Высокая оправдываемость прогнозов, составлявшихся бюро погоды Иркутского и Якутского УГМС, способствовала получению хороших результатов в работах по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками. Там, где специализированным прогнозам, составляющимся по предложенной нами схеме, уделялось должное внимание, полёты с целью тушения лесных пожаров могли проводиться более рационально. Не случайно, что из четырех крупнейших лесных районов РСФСР, в которых такие работы были организованы в 1971 г., на долю Иркутской области и Якутии пришлось свыше 88% общей площади потушенных и локализованных пожаров.

Литература

1. Будилова Е. П., Леншин В. Т. Картирование максимальных вертикальных скоростей в облаках в применении к прогнозу условий конвекции. – Труды ГГО, 1965, вып. 176.

2. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя. – Труды ГГО, 1967, вып. 202.
3. Глушкова Н. И. Метод прогноза града и ливня.-Труды ВГИ, 1966, вып. 3(5).
4. Гуськова В. Г. Проверка прогнозов гроз и ливней, составленных по методу Н. С. Шишкина.-Труды ЦИП, 1959, вып. 83.
5. Жупахин К. С, Леншин В. Т. О корреляционной связи статистических параметров эхо-сигналов от кучевых облаков со скоростями восходящих потоков в них.- Труды ГГО, 1968, вып. 224.
6. Лаптева Л. М. Метод прогнозирования количества ливневых осадков – Труды ВГИ, 1966, вып. 5.
7. Леншин В. Т., Осипова Г. И., Шишкин Н. С. О прогнозе количества внутримассовых осадков.- Труды ГГО, 1962, вып. 126.
8. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. Л., Гидрометеиздат, 1967.
9. Сулаквелидзе Г. К., Глушкова Н. И., Федченко Л. М. Прогноз града, гроз и ливневых осадков. Л., Гидрометеиздат, 1970.
10. Челюканова С. В. Оправдываемость различных способов прогноза внутримассовых ливневых осадков летом 1961 г. по Москве и Московской области.-Труды ЦИП, 1963, вып. 125.
11. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеиздат, 1964.

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А.

О ПРОГНОЗЕ РАЗВИТИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Интенсивное развитие вычислительной техники, особенно в последние годы, создало благоприятные условия как для полной автоматизации уже разработанных методов прогноза развития конвективных облаков и связанных с ними явлений, так и для разработки новых, в том числе базирующихся на использовании полных численных моделей облаков. Известно, что на сегодняшний день разработано значительное количество численных моделей конвективных облаков разного уровня сложности. Они позволяют получать целый набор количественных характеристик конвективного облака, включая характеристики микроструктуры как самого облака, так и выпадающих из него осадков. Это расширяет возможности прогноза за счет получения новых дополнительных характеристик таких как время начала и окончания осадков, размер частиц осадков и др. В данной статье описаны результаты использования нестационарной полуторамерной численной модели конвективного облака (КО), разработанной в ГГО, для прогноза развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений, что является развитием разработанного ранее Н.С.Шишкиным с сотрудниками метода прогноза ливневого положения.

1. Прогноз развития конвективных облаков и ареалов ливневого положения по методу слоя Н.С.Шишкина

В 1958 г. по инициативе Н.С.Шишкина был создан отдел Физики облаков и активных воздействий ГГО им. А.И.Воейкова. Будучи первым заведующим этого отдела,

наряду с задачами собственно физики облаков и активных воздействий, Н.С.Шишкин уделял большое внимание разработке прогноза развития КО. Важность данного направления исследований была обусловлена тем, что конвективные облака оказывают большое влияние на многие стороны хозяйственной деятельности человека (сельское хозяйство, авиация, системы связи и др.). Методы прогноза тех лет (1950 – 1970-е гг.) являлись чисто термодинамическими, причем, большинство авторов использовали метод закрытой частицы [1, 2]. В отличие от этого подхода, Н.С.Шишкин использовал метод слоя, который позволяет учитывать изменения температурно-влажностного вертикального строения атмосферы при развитии конвективных облаков (эффект компенсационного нисходящего движения воздуха в междуоблачных промежутках).

Метод слоя был впервые предложен в работах Бьеркнеса и Петерсена, а затем развит в работах Шишкина [3].

Сущность метода слоя сводится к следующему. Если в некотором влажнонеустойчивом слое атмосферы с $\gamma_{ва} < \gamma < \gamma_a$ развиваются восходящие движения (а следовательно, и КО), то в окружающем их пространстве (междуоблачные промежутки) возникают компенсирующие нисходящие движения (γ - вертикальный градиент температуры, $\gamma_{ва}$ и γ_a - влажноадиабатический и сухоадиабатический градиенты соответственно). Это приводит к тому, что разность температур ΔT между частицами воздуха в восходящей струе и в окружающем пространстве уменьшается по сравнению с разностью, определяемой по методу частицы, т.е. уменьшаются силы плавучести, а следовательно и величины вертикальных скоростей. При этом величина ΔT существенно зависит от соотношения масс, участвующих в вертикальных движениях [3, 4].

Н.С.Шишкиным в предположении адиабатичности протекающих процессов был выполнен расчет работы

интегральных сил плавучести для масс, участвующих в конвекции, и количества тепла, выделяющегося в слое, в котором развиваются облака. В результате им были получены формулы, позволяющие по данным вертикального зондирования атмосферы определять: а) возможную мощность облаков; б) скорости вертикального роста облаков (средние и максимальные скорости на данном уровне); в) оптимальное количество облаков, при котором происходит максимальное высвобождение тепла при конвекции.

В 1957 г. Н.С.Шишкин применил метод слоя для прогноза конвективной облачности [3]. В качестве критерия развития облаков были взяты расчетная мощность облаков и максимальное значение скорости восходящего потока. Для построения прогностической стратификации был проведен статистический анализ данных вертикального зондирования за 03 и 15 ч и показано, что стратификация за 03 ч может быть использована для прогноза конвективных облаков на момент максимума конвекции, если в качестве прогностической температуры использовать максимальную температуру на день. Такой подход обеспечивал прогноз с оправдываемостью более 80%.

Позднее ученики Н.С.Шишкина (Е.П.Будилова и В.Т.Леншин [5]), под его непосредственным руководством в течение ряда лет вели работы по усовершенствованию прогноза. В результате были предложены и внесены следующие поправки:

а) корректировка на синоптическую ситуацию расчетных значений максимальных вертикальных скоростей в слое активной конвекции (поправки на случаи атмосферных фронтов);

б) корректировка расчетных значений максимальных вертикальных скоростей с учетом вертикальной структуры ветра в слое 850 – 500 мб(гПа).

Затем ими был установлен критерий E перехода C_u в C_b , который зависит от скоростей восходящих

движений в конвективных облаках и от увлажнения в слое 850 – 500 мб:

$$E = \frac{v_{\text{эф}}}{v_{\text{эф кр}}} \geq 1,$$

где $v_{\text{эф}}$ – максимальное рассчитываемое значение скорости восходящего потока в облаке: $v_{\text{эф кр}} = 6,0 + 0,025 \sum_{i=1}^3 \Delta T_{di}$

минимальное значение максимальной скорости восходящего потока, выше которого следует ожидать выпадения осадков (значение $i=1, 2, 3$ соответствует уровням 850, 700, 500 гПа).

При $E \geq 1$ следует ожидать выпадения осадков на территории в радиусе репрезентативности радиозонда (ливневое положение). При $E < 1$ осадки не выпадают.

Если имеется несколько пунктов радиозондирования, то методом картирования результатов расчета можно выделить области с различными значениями E , и следовательно, выделять ареалы ливневого положения. При этом в ареале значений $0,65 \leq E < 1,0$ следует ожидать развития мощных кучевых облаков. В областях, где $0,8 \leq E < 1,0$, вертикальная мощность наиболее развитых Cu cong превосходит 2,0 км, но они не переходят в Cb . Такие облака оказываются обычно пригодными для искусственного стимулирования осадков. Поэтому можно заблаговременно выделить области со значениями $0,8 \leq E < 1,0$, где Cu cong не переходят естественным путем в Cb , что представляется весьма важным при организации воздействий на облака с целью вызывания искусственных осадков, например, в зоне крупных лесных пожаров.

Усовершенствованный метод прошел авторскую проверку в период 1970 – 1971 гг. Летом 1971 г. производилось опытное использование метода прогноза

ливневого положения в УГМС Красноярского и Хабаровского краев, Иркутской области и Якутской АССР, на территории которых были организованы работы по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками. Необходимые расчеты с целью составления пригодной для воздействия облачности выполнялись в оперативном порядке; полученные результаты фиксировались в Бюро погоды и передавались затем в базы лесной авиации. Авторская проверка оправдываемости прогноза ливневого положения, выполненная летом 1970 г. по отдельным районам европейской территории бывшего СССР и Хабаровского края и Иркутской области, показала, что общий уровень оправдываемости составлял около 90%.

Следует подчеркнуть, что данный метод был развит для условий суши и использовался в практических работах по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками в лесных районах России.

Метод слоя в уточненном виде был использован также для прогноза развития конвективных облаков и в морских районах. В 1974 г. был проведен большой атлантический тропический эксперимент (АТЭП), в ходе которого изучались условия развития конвективных облаков разного масштаба. С использованием данных радиоветрового зондирования, полученных с судов - участников экспедиции, были уточнены критерии возникновения конвективных облаков над акваторией Атлантического океана. Это позволило разработать прогноз количественных характеристик конвективных облаков, развивающихся над водной поверхностью, используя метод слоя [6].

В 1980 – 1982 гг. была выполнена разработка численной модели конвективного облака. Модель относилась к классу полных нестационарных моделей малой размерности (полуторамерная) с параметризованным описанием микрофизических процессов [7, 8]. Выбор класса модели был продиктован техническими возможностями на тот момент

времени. Модель была предназначена для решения практических задач, связанных с оценкой эффекта воздействия на облака. Разработка модели в значительной мере опиралась на исследования, выполненные в 1960-е гг. под руководством Н.С.Шишкина при создании микрофизической модели облака [9].

2. Прогноз развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений с использованием полной численной модели малой размерности

Среди моделей разного класса и разной степени сложности следует особо выделить полные модели конвективных облаков малой размерности, которые позволяют получить пространственно-временное распределение разных параметров облака (как динамических, так и микрофизических), и реализация этих моделей не требует больших вычислительных ресурсов. Программы, реализующие модели малой размерности, успешно используются в оперативной практике.

К одной из таких моделей относится численная нестационарная полуторамерная модель конвективного облака, разработанная в отделе Физики облаков ГГО [10, 11].

Модель включает: 1) систему нелинейных нестационарных уравнений гидродинамики и уравнений баланса субстанций; 2) параметрические выражения для вычисления интенсивностей микрофизических процессов; 3) граничные и начальные условия; 4) численную схему решения системы уравнений; 5) набор эмпирических зависимостей, связывающих вычисленные параметры облака с характеристиками, описывающими те или иные опасные явления погоды (грозовые разряды, ливни, град и др.).

Облачные процессы происходят в цилиндрической области пространства радиусом R и высотой H . Данная область снизу ограничена подстилающей поверхностью;

верхняя граница цилиндра задается таким образом, чтобы возмущения среды, связанные с развитием облака, не достигали ее уровня. Все уравнения осреднены по сечению цилиндра радиусом R . Как внутри, так и вне цилиндрической области все физические величины меняются в пространстве только по вертикали. Изменение величин по горизонтали происходит только на границе цилиндра. Характеристики облака изменяются за счет взаимодействия с окружающей средой (вовлечение, перемешивание), однако, облако внешнюю среду не возмущает и ее характеристики не меняются во времени.

Система уравнений дополнена набором начальных и граничных условий, а также, численной схемой решения, в качестве которой применена модифицированная схема «вперед по времени и вверх против потока». Она включает уравнения движения, неразрывности, притока тепла, баланса отношений смеси водяного пара, облачных капель, дождевых капель и кристаллических частиц осадков. Уравнения записаны в приближении Буссинеска. Система дополнена уравнением состояния идеального газа, уравнением гидростатики, формулами для насыщающего значения отношения смеси водяного пара относительно плоской поверхности воды и льда.

Значения источников - стоков субстанций в уравнениях зависят от интенсивностей микрофизических процессов (фазовых переходов и обмена влагой между различными фракциями). В настоящей модели учтены следующие процессы (рис.1):

1. фазовые переходы (конденсация, сублимация, таяние, замерзание, испарение капель и ледяных частиц).

2. аккреционные процессы (автоконверсия, коагуляция, обзертание ледяных частиц).

В качестве начальных условий используются данные радиовеетрового зондирования за 03 часа с заменой ночного значения температуры воздуха у подстилающей поверхности

на прогнозируемое ее значение в рассматриваемое время суток. Варьируя это значение (фактически - варьируя время суток), можно определить, каким образом будут эволюционировать облака, образующиеся в заданный момент времени.

Создано несколько версий рассмотренной модели с дополнительными блоками, описывающими те или иные процессы, происходящие в облаке. Эти модели позволяют количественно описывать широкий спектр явлений (распространение и вымывание аэрозольных частиц в облаке, формирование и эволюцию электрической структуры конвективного облака и др. [7, 12, 13]).

В качестве иллюстрации приведем пример результатов расчетов, полученных при реализации описанной выше модели на ЭВМ. Расчеты проведены для следующих данных радиовеетрового зондирования:

p , гПа	T , °C	T_d , °C	p , гПа	T , °C	T_d , °C
1002	24.6	22.6	482	-15.3	-25.3
988	22.6	14.6	400	-26.1	-29.3
920	17.0	11.0	393	-27.1	-29.9
850	10.4	8.0	300	-41.7	-49.7
818	7.2	5.2	274	-47.1	-54.1
700	1.8	-0.7	250	-50.7	-56.7
656	-0.9	-4.2	235	-51.7	-57.7
535	-9.3	-12.9	200	-47.3	-55.3
500	-13.1	-22.1	187	-46.1	-55.1

Получены следующие результаты:

Параметр	Абсолютный максимум	Уровень достижения абсолютного максимума
скорость восходящего потока	16.3 м/с	2.8 км
водность облачных капель	2.3 г/м ³	3.2 км
водность дождевых капель	4.2 г/м ³	4.2 км
суммарная водность	4.9 г/м ³	4.0 км
Ледность	1.7 г/м ³	4.2 км
Вертикальная мощность облака	8,4 км	–

Далее для прогноза привлекаются обобщенные данные самолетных измерений в выбранном регионе и проводится совместный анализ полученных количественных характеристик облака и условий, при которых наблюдаются те или иные опасные явления. Такой анализ позволяет дать прогноз о возможности возникновения опасных явлений. Опасность поражения самолета молнией, по данным натурных исследований, зависит от максимальных значений вертикальной мощности облака, мощности переохлажденной части облака, интенсивности осадков и размеров самолета. Выявлены диапазоны значений указанных величин, при которых опасность поражения самолета молнией малая, средняя, высокая и очень высокая. Интенсивность турбулентности оценивается на основании данных расчетов скорости восходящего потока. Дальность видимости в облаках и осадках вычисляется по расчетным данным о водности облачных частиц и осадков соответственно. Опасность обледенения оценивается на основании данных о водности

переохлажденной части облака. Грозовая опасность (здесь подразумеваются грозовые разряды, не связанные с присутствием самолета), определяется максимальными значениями скорости восходящего потока, вертикальной мощности облака, водности и ледности. Градовая опасность определяется непосредственно из расчетных данных о ледности кристаллических осадков.

Перечислим результаты прогноза для указанного выше случая.

Опасность поражения самолетов разных типов молнией:

1. Самолеты Ил-76, Ил-86, А-300: Опасность поражения очень высокая.

2. Самолеты Ил-62, Ту-154, Як-42, Як-40, Ту-134: Опасность поражения высокая.

Интенсивность турбулентности в занимаемом облаком столбе атмосферы (оценка по максимуму):

Турбулентность сильная.

Слой наибольшей интенсивности турбулентности: 2.3 – 3.3 км.

Интенсивность турбулентности в слое 0 – 1 км:

0.0 – 0.2 км: слабая; 0.4 – 1.0 км умеренная.

Дальность видимости в облаке и осадках:

Минимальная горизонтальная дальность видимости в облаке - 10 м

Минимальная горизонтальная дальность видимости в осадках: на высотах 0.0 – 0,6 км – не ограничена; на высоте 0.8 км – 19543 м; на высоте 1.0 км – 19484 м.

Опасность обледенения самолетов:

Скорость полета, км/ч	Нижняя граница слоя возможного обледенения, км	Уровень максимального обледенения, км
100	3,4	4,0
200	3,6	4,0
300	3,8	4,0
400	4,2	4,2
500	4,6	4,6
600	5,0	5,0
700	5,4	5,4
800	6,0	6,0
900	6,4	8,4

Грозовая опасность:

Гроза прогнозируется.

Опасность возникновения града:

Появление градин опасных размеров возможно в слое: 2400 м – 9000 м.

Появление особо опасного града ожидается в слое: 3000 м – 8000 м.

Чтобы оценить возможность использования разработанной численной модели для прогноза была исследована его оправдываемость применительно к Северо-Западному региону. Использовалась методика, утвержденная ЦК ГУГМС в 1970 г. [1]. В качестве критерия для оценки качества прогноза был выбран прогноз грозы. Этот выбор был обусловлен возможностью определения наличия грозовых очагов с помощью МРЛ-5. Испытания осуществлялись в АМЦ «Пулково» в теплый период 1997 – 1998. Общая оправдываемость прогноза составила 69 – 83 %; оправдываемость прогнозов с грозой – 65 – 69 %; оправдываемость прогнозов без грозы – 68 – 86 %; предупреждение гроз – 55 – 61 %. Таким образом, результаты

испытаний показали достаточно высокую оправдываемость прогноза, а ЦМК Росгидромета сочла возможным использовать соответствующий метод, основанный на описанной выше модели, в оперативной практике при соответствующей адаптации и испытании в местных условиях.

Авторы выражают сердечную благодарность сотрудникам АМЦ «Пулково» А.Б.Мойзельсу, О.В.Бойко и Т.В.Омельченко за организацию и проведение независимых испытаний предложенного метода прогноза.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 00-15-99066).

Литература

1. Пономаренко С.И., Лебедева Н.В., Чистяков А.Д. Методические указания. Оценка способов прогноза гроз и рекомендации по их использованию. – М.: Гидрометеиздат, 1971. – 58 с.
2. Сулаквелидзе Г.К., Глушкова Н.И., Федченко Л.М. Прогноз града, гроз и ливневых облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 187 с.
3. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 351 с.
4. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 306 с.
5. Будилова Е.П., Леншин В.Т. О краткосрочном прогнозе ареалов ливневого положения по данным вертикального зондирования атмосферы. // Тр.ГГО, 1973. Вып.302. С.62 – 76.
6. Довгальок Ю.А., Кучинская Т.Ф., Оренбургская Е.В. К оценке интенсивности облачной конвекции в восточной части тропической Атлантики. // Тр.ГГО, 1979. Вып.420. С.33 – 38.
7. Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгальок Ю.А. Численное моделирование активных воздействий

на конвективные облака с целью предотвращения гроз // "Облака и радиация": Сб. трудов Главн. геофиз. обсерватории. – СПб, 1996. 50 с. – Деп. в ИЦ ВНИИГМИ - МЦД 17 января 1997 г., N 1197 – ГМ97.

8. Shiino J. A Numerical Study of Precipitating Development in Cumulus Clouds // Papers in Meteorology and Geophysics, 1978. V.29, No.4. – P.157 – 193.
9. Барукова Ю.А., Учеваткина Т.С. Расчет роста капель и сферических ледяных частиц в конвективных облаках на машине "Урал-1" // Тр. ГГО, 1963. Вып. 145. – С. 3 – 12.
10. Баранов В.Г. Особенности формирования электрической структуры конвективного грозового облака по данным численной нестационарной модели. Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. – Л., 1990. – 14 с.
11. Баранов В.Г., Довгалоук Ю.А. Предварительные результаты численного моделирования нестационарной облачной конвекции // Тр. ГГО. 1983. Вып. 469. – С. 12 – 21.
12. Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгалоук Ю.А. Численная нестационарная модель конвективного облака, содержащего твердые аэрозольные частицы // Вестник СПбГУ, серия 4 (Физика и химия). 1997. Вып. 3. N 18. – С. 23 – 30.
13. Веремей Н.Е., Довгалоук Ю.А., Савченко И.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д. Исследование возможности радиолокационного обнаружения облаков, образующихся в атмосфере при авариях на АЭС. // Физика атмосферы и океана, 1999, V.35, N4, С.523-530.

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 с постоянной скоростью восходящего потока и постоянной или адиабатической водностью были выполнены в ряде работ 1950-х, начала 1960-х годов [3, 4]. В дальнейшем расчеты были уточнены и дополнены [5, 6]. Анализ полученных результатов позволил выяснить основные закономерности формирования осадков в конвективных облаках.

Однако применение указанных моделей не позволяет объяснить ряд наблюдаемых явлений. Так, с их помощью трудно объяснить факты 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 участия ледяной фазы. Предполагается, что крупные капли, играющие роль зародышей частиц дождя, образуются на гигантских гигроскопических 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.

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

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; 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 не 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 конденсационного роста капли на гигроскопическом ядре возьмем в виде

$$\left(\frac{da}{dt}\right)_{\text{конд}} = \frac{A_0}{a + a^*} \left(\delta + \frac{a^+}{a} + \frac{A_1 a_n^3}{A_2 a_n^3 + a^3} \right). \quad (4)$$

Здесь δ – относительное пересыщение пара; $a^+ = 1,2 \cdot 10^{-7}$ см – постоянная, учитывающая влияние кривизны поверхности

капли; $a^* = 1,9 \cdot 10^{-4}$ см – постоянная, учитывающая влияние свободно-молекулярных эффектов; A_1, A_2 – постоянные, описывающие зависимость давления пара от природы и концентрации растворенного в капле вещества (для NaCl $A_1 = 1,215, A_2 = -1,815$);

$$A_0 = \frac{1}{\rho_6} \left(\frac{R_{\text{п}} T}{D E_{\infty}} + \frac{L^2}{\kappa R_{\text{п}} T^2} \right)^{-1}, \quad (5)$$

где ρ_6 – 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 – удельная теплота конденсации, $R_{\text{п}}$ – 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 βA_1 , где β – доля гигроскопического вещества в ядре [18]. Пересыщение определяется в соответствии с данными работы [25].

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

$$\left(\frac{da}{dt} \right)_{\text{коаг}} = \frac{\pi m_2}{3a^2} \int_0^a f_2(a') E(a, a') (a + a')^2 a'^3 (v_a + v_{a'}) da', \quad (6)$$

где n_2 – концентрация мелких облачных капель, $E(a, a')$ – коэффициент захвата, $f_2(a')$ – функция распределения облачных капелек 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° С, 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 мелкокапельной части спектра $f_2(a', z)$. Зададим ее в виде гамма-распределения:

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

Здесь a'_m – модальный радиус, 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:

$$\iint_S n_2 w ds = \text{const}. \quad (8)$$

Уменьшение концентрации капель определяется вовлечением и ростом секундной массы с высотой. Выражение

(8) было включено в систему уравнения, по которой рассчитывались термогидродинамические 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 и 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

$$q = q_a \left[1 - \left(\frac{r}{R} \right)^2 \right]^j. \quad (9)$$

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} :

$$\bar{q} = \frac{q_a \int_0^R f\left(\frac{r}{R}\right) r dr}{\int_0^R r dr}. \quad (10)$$

можно показать, что при

$$f\left(\frac{r}{R}\right) = \left[1 - \left(\frac{r}{R}\right)^2\right]^j \quad (11)$$

будем иметь

$$j = \frac{q_a}{\bar{q}} - 1. \quad (12)$$

Зная j , можно найти значение водности в любой точке облака и использовать это значение при расчете роста капель.

В соответствии с уравнениями (2), (4) и (6) рассчитывался рост частиц в облаке.

При расчете траекторий частиц мы считали, что скорость частицы равна сумме ее установившейся скорости падения и скорости потока. Способ расчета $w(r, z)$ и радиальной скорости $v_r(r, z)$ подробно изложен в [17]. Уравнение (2) совместно с уравнением вертикального движения

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

и уравнением горизонтального движения

$$\frac{dr}{dt} = v_r. \quad (14)$$

Решалось методом Рунге – Кутты на вычислительной машине М-222.

Результаты расчетов

В этом разделе представлены результаты трех групп расчетов, в которых использовались написанные выше уравнения. Примеры имеют целью показать модельные облака, существенно различные 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, влажности и температуры, необходимые для расчета роста осадков, если заданы стратификации атмосферы и исходные параметры облака на уровне конденсации. Заданы типичные летние атмосферные условия для недостаточно увлажненных районов на юге ЕТС (украинский 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 $\bar{w}_0 = 1$ м/с, перегрев $\overline{\Delta T}_0 = 0^\circ\text{C}$. Концентрация облачных капель у основания облака $n_0 = 10^3$ 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:

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

Этим условиям соответствуют рассчитанные примеры облаков мощностью $\Delta h_A = 3,9$ км, $\Delta h_B = 3,0$ км, $\Delta h_C = 2,2$ км. Остальные параметры облаков представлены в табл. 1. Рис. 1 показывает траектории растущих в облаке капель. Траектории несколько сходятся вблизи основания облака, затем почти вертикальны на протяжении его средней части, и разворачиваются в наковальню вблизи облачной вершины. Это происходит в соответствии со структурой горизонтальной конвергенции и дивергенции, которые в свою очередь связаны с изменением скорости восходящего потока с высотой (подробнее см. [17]).

Из рис. 1 видно, что возможны два типа траекторий. К первому типу относятся случаи, когда капля может подняться до большой 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 проходят в безоблачном воздухе или в периферийной части облака с резко пониженным содержанием водности (В – с, d; С – а, b, с, 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 С.

Табл. 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 A, B, C**

z , км	w , м/с	R , м	q , г/м ³	n , см ⁻³	\tilde{a}_3 , мкм
Пример <i>A</i>					
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	4,20	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 <i>B</i>					
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	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 <i>C</i>					
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

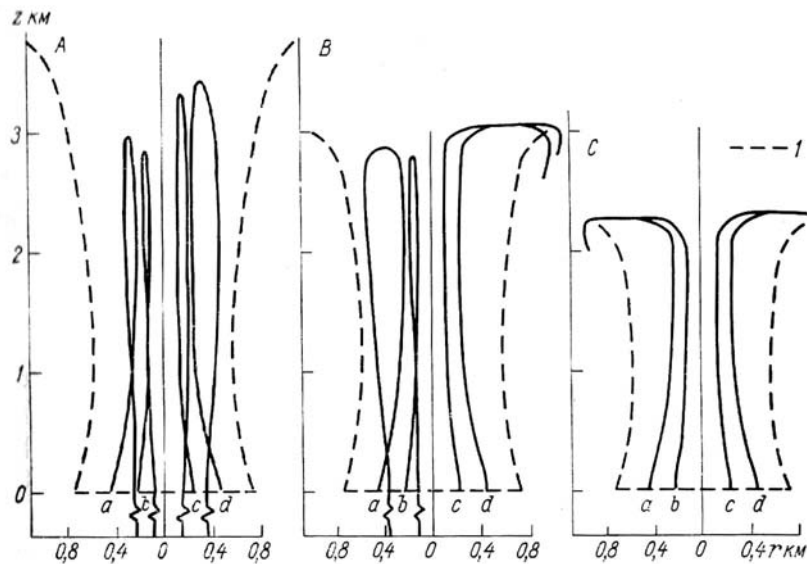


Рис. 1. Примеры траекторий капель в облаках (А, В, С).

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 области облака с большими вертикальными скоростями и значениями влажности

(А – а, b, c, d; В – а, 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 $a_n \geq a_{nкр}$ и $a_n \leq a_{nкр}$ дают облачные частицы соответствующих категорий. В принципе возможен случай, когда капля, образовавшаяся на ядре с $a_n \geq a_{nкр}$, не поднимается на большую высоту над основанием облака, вследствие чего вырастает только до небольшого размера и при падении на землю испаряется. Соответствующий пример представлен кривой *e*. Такой тип траекторий для данных условий имеют капли, образующиеся 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 предвершинной части облака спектр поднимающихся облачных капель разделяется на две части: капли с $a < a_{кр}$, которые впоследствии испаряются, и зародыши капель дождя с $a > a_{кр}$.

Облачные капли, которые на каком-либо уровне в облаке имеют радиус меньше $a_{кр}$, 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.

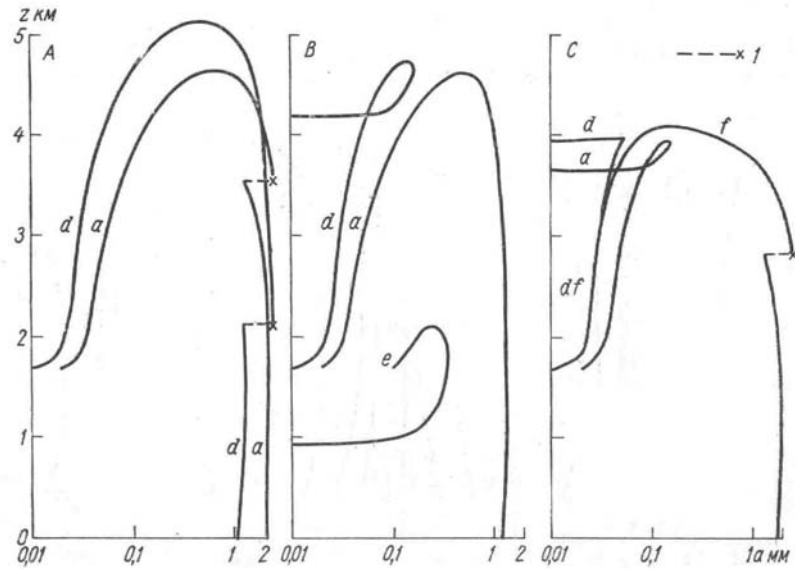


Рис. 2. Примеры зависимости радиуса капель от высоты над поверхностью земли для облаков (А, В, С).
 1 – уровень дробления капель; а) $a_n = 10$ мкм, $(r/R)_0 = 0,6$;
 д) $a_n = 5$ мкм, $(r/R)_0 = 0,6$; е) $a_n = 55$ мкм, $(r/R)_0 = 0,6$;
 ф) $a_n = 5$ мкм, $(r/R)_0 = 0$.

Капли, образовавшиеся на более крупных ядрах конденсации, вырастают до больших размеров и не успевают поэтому испаряться 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 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

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

где $f_1(a)$ – 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

$$v_a n f_1(a) da = \bar{w}_0 n_n \varphi(a_n) da_n. \quad (19)$$

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

$$I = \bar{m} w_0 \int_{a_{нкр}}^{\infty} n_n \varphi(a_n) da_n. \quad (20)$$

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

$$\varphi(a_n) = ba_n^{-\nu}. \quad (21)$$

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

$$\varphi(a_n) = (\nu - 1) \frac{1}{a_1} \cdot \left(\frac{a_1}{a_n} \right)^\nu. \quad (22)$$

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

$$\int_{a_{нкp}}^{\infty} n_n \varphi(a_n) da_n = n_n \int_{a_{нкp}}^{\infty} (\nu - 1) \frac{1}{a_1} \cdot \left(\frac{a_1}{a_n} \right)^\nu da_n = n_n \left(\frac{a_1}{a_{нкp}} \right)^{\nu-1} \quad (23)$$

где n_n – концентрация капель с радиусом более a_1 .

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

Как видно из рис. 1 и 2, для облака А $a_{нкp} < 5 \text{ мкм}$, для облака В $5 \text{ мкм} < a_{нкp} < 10 \text{ мкм}$, для облака С $a_{нкp} > 10 \text{ мкм}$

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 $\bar{m} = 4 \cdot 10^{-3} \text{ г}$. Тогда интенсивность осадков для выбранных примеров облаков

следующая: $I_A > 1$ мм/мин, $0,1$ мм/мин $< I_B < 1$ мм/мин, $I_C < 0,1$ 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 функционалами 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 метеоэлементов в облаке и что облачная конвекция не оказывает влияния на стратификацию окружающей атмосферы. Эти допущения могут быть приняты только на начальной стадии осадкообразования, а полученные оценки интенсивности осадков следует рассматривать, как оценки верхнего предела.

В некоторых случаях могут быть получены завышенные значения интенсивности осадков. Так, для примера А стационарный поток влаги в облако через нижнюю и боковую границы обеспечивает интенсивность осадков около 0,6 мм/мин. Если величина I , рассчитываемая по формуле (20), оказывается сравнимой с притоком 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 внутриоблачной динамикой [33].

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

Литература

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°C 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., Гидрометеиздат, 1961. 538 с.
4. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеиздат, 1964. 440 с.
5. Сталевич Д.Д. Вызывание искусственных осадков с помощью гигроскопических веществ.- «Тр. ГГО», 1972, вып. 278, с. 3 – 19.
6. Довгальюк 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., Гидрометеиздат, 1970, с. 221-229.
7. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Л., Гидрометеиздат, 1968. 171 с.
8. Довгальюк 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 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.», 1966 v. 23, 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 Б.И., Воробьев Б.М. Приложение метода 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. 1290-1303.
19. Буйков М. В. Метод кинетических уравнений в теории облаков.- В кн.: Труды Всесоюзного научно-

- метеорологического совещания. Т. 7. 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., Довгалюк 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.

В.Г. Баранов, Ю.А. Довгалюк, Е.Н. Станкова

ПОЛУТОРАМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ЕСТЕСТВЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА И ВОЗДЕЙСТВИЙ НА НЕГО

Планируемые воздействия на конвективные облака и выпадающие из них осадки исследуются в последнее время довольно интенсивно. Большие возможности при этом наряду с экспериментом имеют теоретические разработки и, в частности, численное моделирование облачных процессов при естественном развитии облака и при введении в него льдообразующих веществ. Метод численного моделирования позволяет, не прибегая к дорогостоящим натурным экспериментам, провести анализ развития облака, проследить влияние различных способов засева и метеорологических условий на ход процессов облако- и осадкообразования, выявить области с наибольшей вероятностью обледенения, повышенной турбулентностью и электризацией, оценить время формирования этих областей.

Развитие работ в этом направлении привело к созданию ряда физико-математических моделей облачной конвекции [5, 9]. Современные модели образования и развития осадкообразующих конвективных облаков разрабатываются на основе системы нелинейных интегродифференциальных уравнений, позволяющих достаточно полно учитывать динамику облака и микрофизические процессы в нем [2, 3]. Аналитическое решение такой системы невозможно, численное решение с помощью ЭВМ также сталкивается с рядом трудностей.

Ограниченные возможности вычислительной техники вынуждают исследователей упрощать исходную систему уравнений с учетом особенностей решаемой задачи и

требований, предъявляемых к результатам моделирования. Наиболее распространенным упрощением является уменьшение размерности пространства. Такие модели относительно легко могут быть реализованы на ЭВМ. Вместе с тем, с их помощью удается иногда выявить ряд основных закономерностей развития облаков.

Другим существенным упрощением является параметризация микрофизических облачных процессов, в частности процессов формирования осадков, которая, с одной стороны, позволяет достаточно удовлетворительно характеризовать развитие осадкообразующих процессов, а с другой – дает существенную экономию машинного времени по сравнению с моделями, в которых решают кинетическое уравнение коагуляции для функций распределения частиц по размерам. Зная это, исследование эволюции отдельного осадкообразующего конвективного облака с учетом эффектов, возникающих после введения в него кристаллизующих веществ, было решено произвести с помощью полутрамерной нестационарной струйной модели, аналогичной модели Асаи и Касахары [5].

Основные уравнения модели

Система основных гидротермодинамических уравнений модели включает:

1) уравнение движения

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -w \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} w|w| + \frac{2u_R}{R} (w - w_R) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{T_w} \frac{\partial w}{\partial z} \right) + g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} - g(Q_c + Q_r + Q_i), \quad (1)$$

2) уравнение неразрывности

$$\frac{2u_R}{R} + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a w) = 0, \quad (2)$$

3) уравнение сохранения энергии

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & -w \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (T - T_0) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (T - T_R) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{TT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_T, \end{aligned} \quad (3)$$

4) уравнение баланса отношения смеси водяного пара

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_v}{\partial t} = & -w \frac{\partial Q_v}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_v - Q_{v0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_v - Q_{vR}) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{Tv} \frac{\partial Q_v}{\partial z} \right) + F_v, \end{aligned} \quad (4)$$

5) уравнение баланса отношения смеси облачных капель

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_c}{\partial t} = & -w \frac{\partial Q_c}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_c - Q_{c0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_c - Q_{cR}) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{Tc} \frac{\partial Q_c}{\partial z} \right) + F_c, \end{aligned} \quad (5)$$

б) уравнение баланса отношения смеси дождевых капель

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_r}{\partial t} = & -(w - V_r) \frac{\partial Q_r}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_r - Q_{r0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_r - Q_{rR}) + \frac{Q_r}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a V_r) + F_r \end{aligned}, \quad (6)$$

7) уравнение баланса отношения смеси частиц кристаллических осадков

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_i}{\partial t} = & -(w - V_i) \frac{\partial Q_i}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_i - Q_{i0}) + \\ & + \frac{2u_R}{R} (Q_i - Q_{iR}) + \frac{Q_i}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a V_i) + F_i \end{aligned}, \quad (7)$$

Для замыкания система (1) – (7) дополняется:

1) уравнением состояния

$$p = \rho_a R_a T, \quad (8)$$

2) уравнением гидростатики

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_a g, \quad (9)$$

3) выражением для насыщающего значения отношения смеси над плоской поверхностью воды

$$Q_{ws} = 3,8 \exp \left[\frac{17,27(T - T_0^*)}{T - 35,86} \right] \frac{1}{p}, \quad (10)$$

где $T_0^* = 273,15^\circ C$,

4) выражением для насыщающего значения отношения смеси над плоской поверхностью льда

$$Q_{is} = 3,8 \exp \left[\frac{21,87(T - T_0^*)}{T - 8} \right] \frac{1}{p}. \quad (11)$$

Система уравнений (1) – (11) является замкнутой, если определены значения зависимых переменных в окружающей среде. Для каждой из переменных φ предполагается

$$\varphi_R = \varphi_0 \quad \text{при} \quad u_R < 0, \quad \varphi_R = \varphi \quad \text{при} \quad u_R \geq 0. \quad (12)$$

Параметризация микрофизических процессов

Образование, осадков в облаках происходит в результате конденсации (сублимации) водяного пара, перегонки пара с одних частиц на другие и коагуляции частиц друг с другом. Наиболее полное описание микрофизических процессов возможно с помощью достаточно сложных интегро-дифференциальных уравнений [1, 8], решаемых лишь численно. Более того, необходимость введения многочисленных переменных для адекватного описания твердой фазы делает нахождение решения таких уравнений практически невозможным без серьезных упрощений даже на современной вычислительной технике. Для преодоления этих трудностей в [4, 6] было предложено для описания микрофизических процессов использовать так называемый параметрический подход, смысл которого состоит в замене подробного описания микрофизических процессов с помощью кинетических уравнений для функций распределения частиц по размерам приближенным описанием эволюции интегральных характеристик облачных частиц (водности облачных капель, капель осадков и др.).

С физической точки зрения такая замена возможна, если принять следующие допущения: рост массы облачных капель происходит за счет конденсации водяного пара, рост массы дождевых капель – за счет коагуляции их с облачными каплями. Имеется источник дождевых капель: коагуляция облачных капель. Действие источника описывается приближенной формулой. (Сходным образом выглядит параметризация твердой фазы.)

В разрабатываемой нами модели микрофизические процессы формулируются также в параметризованном виде. Полагается, что вся влага в облаке состоит из водяного пара, облачных капель, дождевых капель и – при соответствующей отрицательной температуре – частиц кристаллических осадков. Правомочность таких допущений опирается на экспериментальные данные о микроструктуре облаков и осадков [2 – 4, 7, 8]. Известно, что типичные спектры облачных частиц, как правило, узки по сравнению со спектрами частиц осадков [2, 4], коэффициент коагуляции их между собой мал по сравнению с единицей. Отсюда следует, что число взаимодействий между облачными частицами мало, хотя их концентрации и велики. Скорости падения этих частиц пренебрежимо малы по сравнению с обычно наблюдаемыми в конвективных облаках скоростями воздушного потока. Спектры частиц осадков достаточно широкие, однако концентрация их мала и, следовательно, число взаимодействий между частицами этой фракции также мало. Конечные скорости падения частиц осадков сравнимы со скоростями конвективных потоков. Ввиду сильного различия в размерах между частицами этих фракций (а значит, и в скорости падения) число взаимодействий между ними будет велико (по сравнению с числом внутрифракционных взаимодействий). Отсюда следует возможность разбиения жидкой фазы в облаке на две фракции.

Результаты численных экспериментов по расчету динамических и микрофизических характеристик конвективного облака

С помощью описанной модели был проведен ряд численных экспериментов по исследованию ее реакции на изменение входных данных и некоторых других параметров. Все эксперименты можно разделить на две группы. К первой группе (А) относятся эксперименты, в которых изучалось влияние характеристик окружающей среды, начальных и граничных условий на решения системы уравнений модели. Вторую группу (Б) составляют эксперименты, связанные с исследованием отклика модели на присутствие твердой фазы в облаке, образующейся вследствие естественного либо искусственного процесса льдообразования. Подчеркнем, что данные эксперимента рассматриваются нами как предварительные, поскольку для расчетов использовались модельные входные данные.

Результаты расчетов эволюции капельного конвективного облака (Б1). Из данных наблюдений установлено, что чисто капельные конвективные облака в ряде случаев способны давать осадки. Особенно часто такие случаи наблюдались в низких широтах, однако и в средних широтах [2, 4, 8] облака остаются капельными вплоть до $t = -10^\circ\text{C}$ и могут давать осадки. Учитывая это, численные эксперименты были начаты с моделирования эволюции капельного конвективного облака.

Выбор начальных данных осуществлялся с целью смоделировать реальную ситуацию в атмосфере средних широт [2, 4]. Диаметр облака полагался равным 3 км. Как показали расчеты, в результате развивается облако с максимальной мощностью 4,2 км, которая достигается на 40 мин. При этом полное время жизни облака около 1 ч 10 мин. Нижняя его граница находится на высоте ~ 1 км и имеет температуру 6°C . Нулевая изотерма располагается на высоте

около 2 км и в соответствии с начальными данными находится в облаке с начала его образования. Таким образом, максимальная мощность переохлажденной зоны равна около 2,2 км и достигается на 40 мин развития облака. Максимум вертикальной скорости, равный примерно 6,8 м/с, достигается на 25-й минуте и высоте 3,2 км. Одновременно достигается и максимум удельной водности облачных капель, равный 2,2 г/кг, но располагающийся над уровнем максимума скорости ($z = 3,6$ км). В это время максимум удельной водности дождевых капель расположен на высоте 3 км и равен 0,34 г/кг. Максимум Q_r достигается на 40-й минуте, равен примерно 2,4 г/кг и расположен на высоте 2,8 км. В это же время на уровне 5 км Q_c достигает максимального значения, равного 0,8 г/кг. Примерно на 35-й минуте из облака начинают выпадать осадки, максимум интенсивности которых достигается на 45-й минуте и равен примерно 29 мм/ч. В это время под облачным слоем образуется вызванный падающими осадками нисходящий поток, который к 55-й минуте охватывает всю толщу облака, диссипирующего приблизительно на 70-й минуте.

Особый интерес представляет эволюция радиолокационной отражаемости, которая в модели рассчитывалась только для дождевых капель. Как и следовало ожидать, ход z в основном повторяет ход Q_r , достигая максимума около 50 дБz на 40-й минуте развития облака.

Результаты расчетов эволюции смешанного конвективного облака (Б2). Для тех же начальных условий была рассчитана эволюция облака с включенным механизмом генерации твердой фазы. Образующееся облако достигает максимальной мощности, равной 4,8 км, на 40-й минуте (как и в случае Б1), время жизни облака составляет также около 1 ч 10 мин.

Максимум вертикальной скорости, равный 8 м/с, на 1,2 м/с больше, чем в опыте Б1, достигается на 30-й минуте на

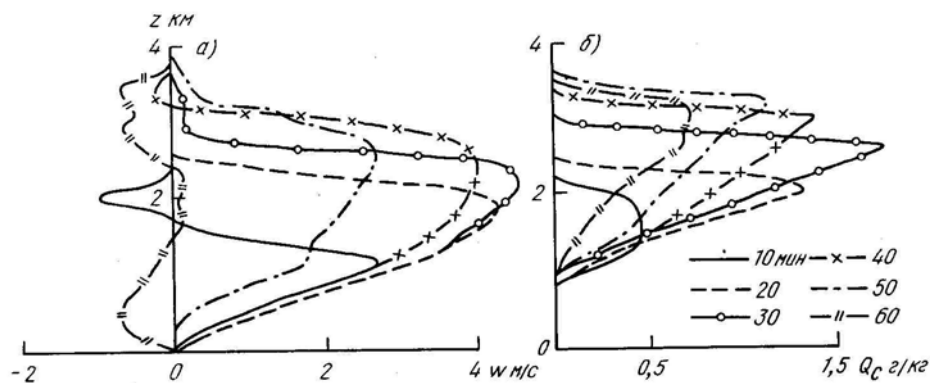
высоте 4,2 км, т. е. на 1 км выше, чем в опыте Б1. Максимальная водность облачных капель, равная 1,88 г/кг, достигается на 20-й минуте и располагается на той же высоте 2,8 км, что и максимум вертикальной скорости в это время. К этому моменту времени частицы осадков только начинают зарождаться. В дальнейшем после начала генерации твердой фазы на 20-й минуте резко падает водность облачных капель ($\sim 0,15$ г/кг) в зоне выше нулевой изотермы, которую практически полностью занимает твердая фаза с максимумом ледности 2,7 г/кг, расположенном на высоте 4 км и достигающимся на 40-й минуте. К этому же времени достигается и максимум Q_r , равный $\sim 1,4$ г/кг и расположенный на уровне 1,4 км. Q_c после образования твердой фазы мало по сравнению с опытом Б1 во всем облаке с максимумом $\sim 0,6$ г/кг на уровне 1,8 км. На 30-й минуте из облака начинают выпадать осадки (на 5 мин раньше, чем в Б1), их максимальная интенсивность равна ~ 22 мм/ч (на 5 мм/ч меньше, чем в Б1) и достигается на 45-й минуте. Следует отметить, что суммарное количество осадков в обоих экспериментах одинаково и равно $\sim 6,6$ мм за 60 мин. Таким образом, из анализа результатов расчетов видно, что на эволюцию облака и динамику формирования осадков в нем существенное влияние оказывает наличие твердой фазы. Проявляется это прежде всего в ускорении процесса формирования осадков. Полученный результат позволил сделать вывод о том, что при определенных условиях модель будет реагировать на введение кристаллизующего реагента, и, таким образом, в рамках данной модели возможно численное исследование воздействий с применением кристаллизующих веществ.

Результаты расчетов эволюции облака при введении кристаллизующего реагента (Б3-Б6). С помощью описанной модели были проведены численные эксперименты по исследованию реакции облака на введение кристаллизующего

реагента. Схема воздействия была следующей. В развивающееся чисто капельное облако (эксперимент типа Б1) по достижении им изотермы -5°C в узел сетки, соответствующий высоте данной изотермы, а также в следующий узел вводилась определенная концентрация частиц кристаллизующего реагента. Далее предполагалось, что на частицах реагента практически мгновенно за счет перегонки пара с облачных капель (механизм Бержерона) формируется начальная ледность облака – частицы кристаллических осадков. Допущение о мгновенности этого процесса основывается на оценке его характерного времени [4], которое оказывается существенно меньше характерных времен других микрофизических процессов модели. Различным концентрациям реагента соответствовало различное количество перегоняемой облачной влаги. В экспериментах рассматривались случаи: 1) $Q_{i0} = 0,1Q_c$; 2) $Q_{i0} = 0,9Q_c$, где Q_{i0} – ледность мгновенно образовавшихся частиц кристаллических осадков.

В эксперименте Б3а в капельное облако по достижении им на 17-й минуте развития изотермы -5°C был введен реагент, который дал $Q_{i0} = 0,1Q_c$. Следует отметить, что при появлении твердой фазы все характеристики облака испытывают резкие изменения во времени и пространстве по сравнению с характеристиками капельного облака. Так, высота верхней границы увеличилась на 400 м, максимальная мощность облака достигается на 35-й минуте развития (на 5 мин раньше, чем в случае без воздействия). Максимум вертикальной скорости на 5 м/с больше и достигается также на 5 мин раньше. Особо резкие изменения испытывает фракция облачных капель. После введения реагента их содержание резко падает в слое над нулевой изотермой (отношение содержания Q_c , например, на 35-й минуте на уровне введения реагента равно 1:7), что обусловлено действием механизма Бержерона и интенсивным обзрением частиц

кристаллических осадков. Аналогично изменяется Q_r : выше нулевой изотермы удельная водность дождевых капель низка по сравнению со случаем Б1 (отношение указанных величин на 35-й минуте на уровне воздействия равно 1:10), максимум его, равный 1,3 г/кг и достигающийся на 35-й минуте, располагается на высоте 1,8 км. Такое поведение Q_c вызвано тем, что выше нулевой изотермы формирование дождевых капель из облачных затруднено, поскольку большая их часть идет на обзертание частиц кристаллических осадков и Q_c в результате не достигает порога автоконверсии. Это обстоятельство подтверждает эволюция радиолокационной отражаемости, испытывающей излом выше 2 км. Максимум интенсивности осадков, равный 22 мм/ч, на 2 мм/ч меньше, чем в случае Б1, и достигается на 5 мин раньше (40 мин), но суммарное количество осадков в обоих случаях примерно равно. Таким образом, эффект воздействия проявляется в перераспределении их во времени. Следует отметить, что ход решения в эксперименте Б3 подобен таковому в эксперименте Б2 с той разницей, что в Б2 развитие облака опережает развитие облака в Б3 на 5 мин. Это, видимо, можно объяснить тем же эффектом обзертания выносимых к верхним уровням частиц кристаллических осадков, которые, поглощая облачные капли и блокируя достижение порога автоконверсии, замедляют формирование дождевых капель. А поскольку естественная кристаллизация происходит на них, процесс естественной кристаллизации проявляется слабо и в том и в другом случае.



Изменение со временем вертикальных профилей скорости восходящего потока (а) и отношения смеси облачных капель для эксперимента Б4 (б)

Эксперимент Б3б отличается от Б3 начальным значением ледности: $Q_{i0} = 0,9Q_c$. Сравнение результатов расчетов показало, что в случае тех же входных данных и начальных условий воздействие такой дозой не приводит к каким-либо существенным изменениям реакции облака на воздействие. В дальнейшем предполагается проведение дополнительных экспериментов для получения более полной картины происходящих процессов.

Эксперимент Б4 проводился с начальными условиями, отличными от условий эксперимента Б3. В частности, градиент температуры полагался равным $\gamma = 6,3^\circ \text{C}/\text{км}$. На рисунке приведено решение для капельного опорного облака. Видно, что данное облако не генерирует твердой фазы, поскольку его верхняя граница практически не достигает изотермы -10°C . Воздействие проводилось на 30-й минуте на уровне 2,6 км. Реакция модельного облака на воздействие (эксперимент Б5) и в данном случае подобна рассмотренной

для Б3а. Исключением являются следующие две особенности: во-первых, в результате воздействия почти в два раза увеличивалась интенсивность осадков у подстилающей поверхности, и во-вторых, примерно на высоте 2 км появился локальный минимум вертикальной скорости. Объясняется это, по-видимому, таянием падающих частиц кристаллических осадков и соответствующим уменьшением температуры облачной среды.

Литература

1. Волощук В. М., Седунов Ю. С. Процессы коагуляции в дисперсных системах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 320 с.
2. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака, строение и физика образования. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 280 с.
3. Роджерс Р. Р. Краткий курс физики облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 230 с.
4. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеоиздат, 1964. – 351 с.
5. Asai T., Kasahara A. A theoretical study of the compensating downward motions associated with cumulus clouds. – J. Atm. Sci., 1967, vol. 24, p. 487 – 496.
6. Kessler E. On the distribution and continuity of water substance in at mospheric circulations. – Amer. Meteor. Soc. Meteor. Monograph, 1969, vol. 10, N 32, p. 84.
7. Mason B. J. The physics of clouds. – Oxford Univ. Press, London, 1971, p. 672.
8. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation. – D. Reidel Publish. Co., 1978, p. 714.
9. Shino J. A numerical study of precipitation development in cumulus clouds. – Pap. Met. Geophys., 1978, vol. 29, N 4, p. 157 – 194.

Б.М.Воробьев, Е.Н.Парикова

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ ПО ДАННЫМ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Решение многих задач в технике связи, радиолокации, теплолокации, авиационной метеорологии требует надежных сведений о внутренней структуре конвективных облаков. Эти же данные необходимы для разработки теории образования ливневых осадков, града, грозы, совершенствования методов активных воздействий на конвективные облака и контроля за их результатами [1, 5, 7]. К сожалению, непосредственные детальные измерения внутри конвективных, особенно мощных кучевых и кучево-дождевых облаков, практически невозможны, а существующие косвенные методы исследования (радиолокационные, радиометрические и др.) не позволяют пока с достаточной точностью определять термодинамические характеристики таких облаков. В связи с этим представляет интерес оценить эти параметры расчетным путем.

Методика численных экспериментов

В качестве исходной была использована стационарная неадиабатическая модель конвективного облака [3, 4], позволяющая вычислять его основные термодинамические и микрофизические характеристики. Численный алгоритм и методика расчетов изложены в [2].

Вычисления производились по данным дневного радиозондирования атмосферы в п. Воейково летом 1976 и 1977 гг. Для численных экспериментов было отобрано 75 дней, когда атмосферные условия благоприятствовали образованию

и развитию внутримассовой конвективной облачности, в том числе с ливнями и грозами.

Основные трудности при использовании численной модели связаны с заданием начальных параметров конвективного облака, прежде всего радиуса, скорости восходящего потока и температуры, от которых в значительной мере зависит его дальнейшее вертикальное развитие. В данных экспериментах высота на нижней границе облака, отождествляемой с уровнем конденсации, рассчитывалась обычным путем – по эмпирической формуле, приведенной в [6]. Начальные значения радиуса облака и скорости восходящего потока были заданы постоянными и равными 5 км и 3 м/с, что соответствует максимально возможной для каждого дня интенсивности развития конвекции. Более корректное и определенное задание начальных условий пока не представляется возможным.

Анализ полученных результатов

Результаты численного моделирования конвективных облаков при различных атмосферных условиях в исследуемом районе представлены на рис.1, 2, а также в таблице.

Одной из важнейших характеристик конвективного облака является скорость восходящих движений W и ее изменение с высотой Z . Судя по расчетам, как правило, имеет место одномодальный, с одним максимумом профиль вертикальной скорости. Причем максимум скорости расположен вблизи средней по высоте части конвективного облака. Лишь для сильно развитых по вертикали облаков мощностью 6 – 8 км и более наблюдается тенденция к смещению этого максимума вверх, ближе к предвершинной части облака.

Табл.

**Численные значения коэффициентов
в уравнениях связи $y_i = ax_i^2 + bx_i + c$**

y_i	x_i	Коэффициенты			Коэффициент корреляции r
		a	b	c	
$W_m, \text{ м/с}$	$\Delta H, \text{ км}$	–	3,2	2,5	0,92
$\Delta T_m, \text{ }^\circ\text{C}$	$\Delta H, \text{ км}$	–	0,88	-0,88	0,70
$q_m, \text{ г/м}^3$	$\Delta H, \text{ км}$	-0,06	1,06	0,65	0,84
$W, \text{ м/с}$	$\Delta T_m, \text{ }^\circ\text{C}$	–	4,0	3,2	0,94
$W(z)/W_m$	$z/\Delta H$	-4,0	+4,0	–	0,83

Несмотря на многообразие вертикальных профилей $w(z)$, обусловленных разными атмосферными условиями, в которых развивается отдельное конвективное облако, они могут быть в первом приближении аппроксимированы универсальной зависимостью вида:

$$\frac{W(z)}{W_m} = a \left(\frac{z}{\Delta H} \right)^2 + b \left(\frac{z}{\Delta H} \right), \quad (1)$$

где $W(z)$ – скорость восходящих движений по высоте z (м/с); W_m – максимальное значение вертикальной скорости (м/с); z – высота относительно основания облака (км); ΔH – вертикальная мощность облака (км); a, b – коэффициенты в уравнении связи, численные значения которых приведены в таблице.

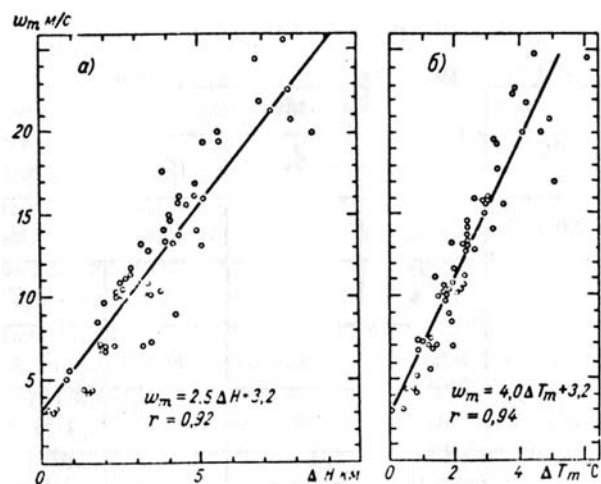


Рис. 1. Связь максимальной скорости восходящего потока с мощностью (а) и максимальным перегревом (б) конвективного облака

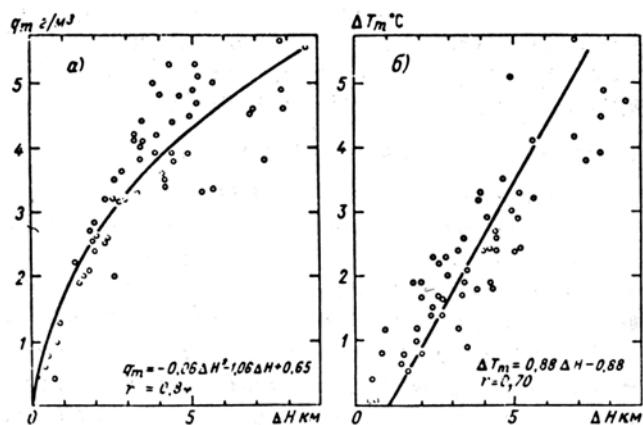


Рис. 2. Связь максимальной влажности (а) и максимального перегрева (б) с мощностью конвективного облака

По нашим расчетам, значения максимальной скорости восходящих движений меняются в широком диапазоне – от нескольких метров в секунду до 25 м/с и более (речь идет об осредненной по горизонтальному сечению облака скорости потока). Учет горизонтального профиля W должен привести к еще большим значениям максимальной скорости восходящего потока в центральных частях облака.

По мере роста вертикальной мощности облака увеличивается и значение W_m . Так, если в конвективном облаке мощностью 2 км оно (по расчетам) составляет 6,5 – 9,5 м/с, то при $\Delta H = 8$ км возрастает до 20,5 – 26 м/с. Причем это возрастание, как видно из рис.1а, происходит по линейному закону и может быть аппроксимировано соответствующим уравнением связи (см.таблицу). Коэффициент корреляции такой связи между W_m и ΔH высок и равен 0,92.

Другой важной внутренней характеристикой конвективного облака является его перегрев по отношению к окружающей среде. Как показали расчеты, максимальный перегрев ΔT_m меняется от долей градуса для облаков небольшой вертикальной мощности до 5°C и более в конвективных облаках мощностью свыше 5 км. Как и в предыдущем случае, имеет место линейная зависимость между максимальным перегревом и вертикальной мощностью облака ΔH с коэффициентом корреляции 0,70 (см. рис.2б). Такая же линейная связь существует между W_m и ΔT_m при более высоком значении коэффициента корреляции, равном 0,94 (рис.1б).

На рис.2а показана связь между максимальным значением водности (q_m) конвективного облака и его вертикальной мощностью. Как видно, эта связь не линейная и может быть аппроксимирована квадратичной зависимостью с коэффициентом корреляции $r \sim 0,84$. Численные значения максимальной водности могут меняться от долей $г/м^3$ в слабо развитых конвективных облаках до 5 $г/м^3$ и более в облаках мощностью

свыше 5 км. Однако такие значения влажности достигаются только за счет процесса конденсации в неадиабатически охлаждающейся конвективной струе. В реальных условиях возможны и большие значения влажности за счет коагуляционных процессов, приводящих к накоплению воды в верхних частях облака.

Таким образом, выполненная работа дает возможность оценить численные значения характеристик конвективных облаков, развивающихся летом на северо-западе ЕТС. Существование устойчивой корреляции между вертикальной мощностью облака – одним из наиболее доступных для измерения параметров – и другими его характеристиками (в частности, ΔT_m и q_m) делает возможным их практическое использование.

Литература

1. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. – М.: Наука, 1974, – 188 с.
2. Брылев Г.Б., Воробьев Б.М., Грачев С.С. Расчет характеристик конвективных облаков по данным стандартной аэрологической информации и их сравнение с результатами радиолокационных наблюдений. – Труды ГГО, 1979, вып.430, с. 55 – 63.
3. Воробьев Б.М. К расчету искусственной кристаллизации мелкокапельных мощных кучевых облаков. – Труды ЛГМИ, 1972, вып.45, с. 108 – 116.
4. Воробьев Б.М. Численная модель стационарного градового процесса в естественных и искусственно регулируемых условиях. – Изв. АН СССР. ФАО, 1977, т. 13, № 9, с. 838 – 844.
5. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 312 с.
6. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 640 с.
7. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 343 с.

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Станкова Е.Н.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ, РАЗВИВАЮЩИХСЯ В АТМОСФЕРЕ ПРИ ЧРЕЗВЫЧАЙНЫХ СИТУАЦИЯХ (ВЗРЫВ, ПОЖАР)

Введение

Среди всего разнообразия облаков, развивающихся в атмосфере Земли, особый интерес представляют конвективные облака, образующиеся при чрезвычайных ситуациях (ЧС) как природного так и антропогенного происхождения, например, при крупных лесных пожарах, извержении вулканов, авариях на АЭС, нефти и газопроводах, при различного рода взрывах. Общей физической причиной формирования этих облаков является наличие мощного теплового источника, вызывающего развитие сильного конвективного течения в локальной области атмосферы и образование облаков значительной вертикальной протяженности. Мощность, размеры и время существования источника тепла определяют особенности динамики развивающихся конвективных облаков и их микроструктуру.

Облака ЧС по своим свойствам заметно отличаются от облаков, развивающихся при нормальных (естественных) условиях. Так, скорости восходящего потока в них могут превышать 100 м/с, течение сильно турбулизировано, нижняя граница располагается на высоте 2 – 5 км, верхняя граница может достигать высоты тропопаузы и выше. В них велико содержание аэрозольных частиц, концентрация которых может составлять $10^4 - 10^6 \text{ см}^{-3}$. [1 – 6] Знание свойств этих облаков и их динамики весьма важны для решения таких задач как

обнаружение дистанционными методами районов аварий, определение интенсивности вымывания аэрозолей внутри облака и в подоблачном пространстве осадками, выпадающими из облака, выделение зон осаждения аэрозолей на подстилающую поверхность и др.

Наиболее доступным и эффективным способом исследования облаков ЧС является метод численного моделирования с использованием численных моделей, достаточно адекватно описывающих динамику облаков и процессы осадкообразования в них. [7]. В настоящей статье представлена разрабатываемая в течение ряда лет сотрудниками ГГО [8 – 12] нестационарная осесимметричная численная модель двухфазного (жидкокапельного) конвективного облака с параметризованным описанием микрофизических процессов, предназначенная для исследования развития конвективных облаков и осадков, формирующихся при наличии источников энергии большой мощности. Учитывая особенности решаемой задачи, в модели используются полная система уравнений динамики сжимаемого газа, а также более полная модель турбулентности – модель Джонса-Лаундера, которая позволяет относительно просто получать пространственно-временное распределение коэффициента турбулентности в зависимости от изменения динамических параметров облака, кривизны линий тока и параметров плавучести [13].

Кроме того в модели использован параметрический подход для описания процессов микрофизических преобразований внутренней структуры облака, аналогичного развитому в [14], что существенно облегчило численную реализацию модели без потери физической сущности этих процессов [15].

В статье приведены результаты двух численных экспериментов по исследованию особенностей эволюции конвективных облаков (КО), образовавшихся в результате действия мощного мгновенного источника энергии (взрыв) и

мощного источника энергии продолжительного действия (пожар). Показано существенное различие в возникающих типах течения облачной среды и полей их водности. Проведено их сравнение со случаем развития КО при небольших (естественных) наблюдаемых в природе перегревах [16].

1. Состояние вопроса

Первые работы по исследованию облаков, образовавшихся при ЧС (в результате ядерного взрыва), с использованием простых численных моделей были выполнены еще в 1950-е годы [17 – 20]. Так в работах [19, 20] с помощью лагранжевой модели всплывающей частицы воздуха была исследована зависимость высоты верхней границы радиоактивного облака от мощности ядерного взрыва. Аналогичная задача была решена в работе [21] с помощью одномерной нестационарной модели, система уравнений которой включала уравнение для скорости восходящего потока и температуры частицы, но уже с учетом турбулентного обмена частицы с окружающей средой при условии постоянства коэффициента турбулентности. Подъем облака атомного взрыва как движение вихревого тора под действием силы плавучести изучался в работе [22]. В результате были получены зависимости вертикальной и горизонтальной скорости движения вихря от времени, а также максимальной высоты подъема тора и его конечных горизонтальных размеров от мощности взрыва. Установлено также, что, двигаясь по инерции, вихревое кольцо может по инерции пройти уровень равновесия, а затем совершать затухающие колебания около этого уровня.

Во всех перечисленных работах использовалось приближение Буссинеска [23] и не учитывалось наличие конденсированной фазы, а соответственно не исследовались закономерности ее переноса и динамики [24].

В 1970-80-х годах появился ряд работ, в которых для описания подъема облака взрыва стали использоваться уже достаточно сложные модели [25 – 30]. Примером может служить работа [25], в которой подъем сильно нагретого воздуха в атмосфере исследовался с помощью осесимметричной нестационарной модели. Отличительной особенностью исходной системы уравнений этой модели являлось использование уравнений Навье-Стокса для сжимаемого газа, что являлось физически более обоснованным, т.к. приближение Буссинеска справедливо только для случая малых перегревов всплывающего объема относительно окружающего воздуха.

Система уравнений модели дополнялась уравнением состояния идеального газа и уравнением для температуры. Учитывался турбулентный характер течения путем задания постоянных коэффициентов вязкости и теплопроводности. Результаты расчетов показали, что при подъеме горячей массы воздуха, имевшей в начале сферическую форму, образуется вихревой тор. В работе были получены пространственно-временные распределения скоростей, плотности и температуры тора для различных чисел Рейнольдса и Прандтля.

Наиболее полное исследование динамики термика, всплывающего во влажной атмосфере, с учетом процессов переноса и конденсации водяного пара выполнено автором [24]. Исследование выполнено с помощью численной модели, описывающей турбулентное течение двухфазной (пар, вода) двухкомпонентной (воздух, пар) смеси в сжимаемой атмосфере. Для численного решения использовалась явная по давлению схема переменных направлений, дополненная специально разработанными процедурами монотонизации [31]. Результаты расчетов показали, что учет конденсации пара приводит к большому выделению дополнительного к начальной тепловой энергии тепла (40-70% от начальной

тепловой энергии термика) и увеличению высоты подъема термика.

Выше указывалось, что в упомянутых работах основное внимание было сосредоточено на исследовании динамики всплывающего термика, а микрофизические процессы либо не рассматривались, либо учитывались достаточно упрощенно.

Однако существует ряд работ, в которых основное внимание авторов было сосредоточено на исследовании микрофизических процессов и динамике соответствующих микрофизических характеристик. Для решения этой задачи использовались численные модели естественной конвекции, в которых подробное описание процессов роста и взаимодействия облачных частиц и частиц осадков сочеталось с использованием ряда приближений для расчета динамики облака. Так, например, в работе [32] для исследования особенностей развития конвекции над очагами пожаров использовалась стационарная струйная модель конвективного облака [33], в приближении Буссинеска. Модель позволяла рассчитывать осредненные по горизонтальному сечению облака вертикальные профили скорости восходящего потока, перегрева, концентрации капель и «пассивных» дымовых частиц. Автором в результате численных экспериментов было показано, что при сильных пожарах важнейшим параметром является горизонтальный размер струи. Так при увеличении начального радиуса струи от 100м до 4000м почти в четыре раза возрастала скорость восходящего потока и мощность облака, при этом облако достигало тропопаузы.

В работе [34] также в приближении Буссинеска исследовалось развитие конвективного облака при наличии наземного теплового источника, создающего перегревы 50-100°C. При этом была использована нестационарная полуторамерная модель с параметризованной микрофизикой. Система уравнений модели включала уравнения для скорости восходящего потока, температуры (энергии), баланса водяного пара, облачных и дождевых капель, а также частиц

кристаллических осадков. В результате расчетов было получено, что с ростом перегрева значительно увеличиваются скорости восходящего потока, растет высота нижней границы облака, а верхняя граница достигает 13 – 14 км, т.е. такие облака пробивают тропопаузу и проникают в нижнюю стратосферу. При этом, не смотря на большие значения влажности, осадки испарялись в подоблачном слое, не достигая поверхности земли.

Наиболее полная модель конвективного облака, развивающегося над крупным пожаром, была разработана автором [35]. Модель относится к классу нестационарных, трехмерных моделей, уравнения движения сформулированы в приближении Буссинеска. Описание микрофизических процессов, протекающих в жидкой и твердой фазах, параметризовано. В модель включен блок, описывающий вымывание аэрозольных частиц субмикронных размеров облачными каплями и частицами осадков за счет процессов диффузии, термофореза и броуновской диффузии

Численные эксперименты, проведенные с использованием этой модели, показали, что при сильном пожаре образуется мощное конвективное облако, максимальная высота верхней границы которого достигала 20 км., максимум скорости был равен 75 м/с. Модель использовалась для оценки эффективности вымывания аэрозольных частиц дымов. В результате было установлено, что при выбранных условиях в атмосфере только 0,3% от общего количества аэрозоля, попавшего с облаком в атмосферу, удаляется в процессе вымывания осадками. Можно думать, что данная оценка занижена, однако расчеты по более полной модели Национального центра метеорологических исследований в штате Колорадо [36] (двумерная, мезомасштабная модель, имеются блоки, описывающие радиационный перенос, физику приземного слоя и аэрозольный блок для двух фракций: гигроскопическая и гидрофобная) также показали, что доля вымытого аэрозоля

составляет для городских пожаров 1 – 3%. Вместе с тем для лесных пожаров она оказалась равной 10 – 20%. Возможно это обусловлено более высокой влажностью в атмосфере и соответственно увеличением количества выделяющейся влаги и усилением процесса осадкообразования.

Очевидно, что список обсуждаемых моделей может быть расширен, однако каждая модель, будучи нацелена на решение определенной задачи и в силу сложности облака как физической системы, не может претендовать на исчерпывающую полноту.

Учитывая, что число чрезвычайных ситуаций с каждым годом заметно растет [37], в ГГО была поставлена задача разработать численную модель конвективного облака ЧС, которая смогла бы отразить характерные особенности конвективного облака, развивающегося в условиях ЧС (нестационарность конвективного течения, значительная пространственная неоднородность и сильная турбулизованность течения).

В статье дается описание основных уравнений разработанной модели, приводятся примеры расчетов для двух характерных случаев мгновенного и продолжительно действующего источников энергии значительной мощности.

2. Основные уравнения модели

Исходная система уравнений модели включает уравнения неразрывности и уравнения баланса массы для общего влагосодержания и удельного содержания дождевых капель, уравнение сохранения импульса, уравнение для внутренней энергии, уравнение состояния.

Уравнения получены при следующих основных допущениях:

1. Облачный воздух состоит из сухого воздуха, водяного пара и конденсированной жидкой фазы.

2. Температура всех компонент облачной среды одинакова и равна T .

3. Давление в газовой фазе равно давлению в жидкой фазе и равно p (это справедливо в случае, когда малы эффекты поверхностного натяжения и характерное время исследуемого макропроцесса во много раз превышает время установления равновесного давления между фазами).

4. Время скоростной релаксации дождевых капель мало, т.е. в момент возникновения дождевые капли уже движутся относительно окружающей среды с установившейся скоростью гравитационного падения.

5. Вся сконденсированная фаза в облаке условно делится на две фракции: облачные капли, полностью увлекаемые движущейся средой, и дождевые капли (частицы осадков), падающие относительно потока со средневзвешенной установившейся скоростью.

6. В облаке при наличии облачных капель среда находится в состоянии термодинамического равновесия, т.е. парциальное давление водяного пара равно давлению насыщения $E(T)$.

Вывод уравнений производился исходя из уравнений баланса субстанции, сохранения импульса и баланса внутренней энергии для каждой компоненты смеси. В результате в произвольных координатах получены уравнения движения, неразрывности, баланса общего влагосодержания, баланса компонент смеси и энергии; эта система дополнена уравнением состояния и параметрическими выражениями для вычисления интенсивностей микрофизических процессов. Далее был произведен учет турбулентности; для ее описания использовалась двухпараметрическая $k - \varepsilon$ модель Джонса – Лаундера, модифицированная с учетом влияния кривизны линий тока и температурной неоднородности [13]. Выполнено осреднение системы уравнений с применением подхода Фавра, примененного в работе [44], при этом уравнения упрощаются

(не возникают корреляции пульсаций плотности с другими величинами).

Ниже выписаны полученные уравнения модели.

1. Уравнение движения:

$$\rho(1 - q_r) \frac{d}{dt} v_i^{\text{air}} = - \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \tau_{ij} - \rho g \delta_{i3}. \quad (1)$$

2. Уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho v_j^{\text{air}}) = \frac{\partial}{\partial x_3} (\rho q_r V_r). \quad (2)$$

3. Уравнение баланса общего удельного влагосодержания:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho q) + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho q v_j^{\text{air}}) = \frac{\partial}{\partial x_3} (\rho q_r V_r). \quad (3)$$

4. Уравнение баланса общего удельного содержания дождевых капель:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho q_r) + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho q_r v_j^{\text{air}}) - \frac{\partial}{\partial x_3} (\rho q_r V_r) = F_r. \quad (4)$$

5. Уравнение энергии:

$$\begin{aligned}
 & \frac{\partial}{\partial t}(\rho u) + \frac{\partial}{\partial x_j}(\rho u v_j^{\text{air}}) = \\
 & = -p \frac{\partial v_j^{\text{air}}}{\partial x_j} + \tau_{ij} S_{ij} - \sum_k \frac{\partial}{\partial x_j} \Theta_j^k + V_r \rho q_r g - \\
 & \quad - \frac{\partial}{\partial x_3} [\rho q_r V_r (L - c_p^{\text{vap}} T)]
 \end{aligned} \quad (5)$$

6. Уравнения состояния вне облака:

$$\begin{cases} T = \frac{u + q_r L}{(1-q)c_v^{\text{air}} + qc_v^{\text{vap}} + q_r R_{\text{vap}}} \\ p = \rho [(1-q)R_{\text{air}} + (q - q_r)R_{\text{vap}}] T \end{cases} \quad (6)$$

7. Уравнения состояния внутри облака:

$$\begin{cases} (1-q)c_v^{\text{air}} T + qc_p^{\text{vap}} T + \frac{E(T)}{\rho R_{\text{vap}} T} (L - R_{\text{vap}} T) = u + qL \\ p = \rho [(1-q)R_{\text{air}} T] + E(T) \end{cases} \quad (7)$$

Здесь t – время, x – координата, i и j – индекс, соответствующий координате, k – индекс, соответствующий компоненте (для облачных капель – c , для дождевых капель – r , для водяного пара – vap , для воздуха – air), q_k – удельное влагосодержание k -й субстанции, v_k – скорость ее движения относительно системы координат, V_k – скорость ее движения относительно воздуха, F_k – ее источник-сток, c_p^k, c_v^k – ее

теплоемкость при постоянном давлении и постоянном объеме соответственно, R_k – ее газовая постоянная (только для газообразных компонент), q – общее влагосодержание, ρ – плотность воздуха, g – ускорение свободного падения, u – внутренняя энергия смеси, L – удельная скрытая теплота конденсации, τ_{ij} – тензор вязких напряжений для газообразных компонент, S_{ij} – тензор скоростей деформации для газообразных компонент, Θ_j^k – изменение энергии за счет притока тепла в единицу времени на единицу массы k -й компоненты.

В дальнейшем указанная система была приведена к двумерной осесимметричной системе координат (радиус и высота). Данная система координат хорошо применима к большинству конвективных облаков, в том числе облаков экстремальных ситуаций, при отсутствии сдвига ветра с высотой.

Система дополнена параметрическими выражениями, описывающими микрофизические процессы, которые ответственны за источники и стоки компонент смеси, набором начальных и граничных условий и численной схемой решения.

Граничные условия (ввиду громоздкости формулы опущены) поставлены таким образом, чтобы на оси симметрии выполнялись равенство нулю радиальной составляющей скорости и условия симметрии для остальных переменных. На нижней границе задаются условия прилипания (все составляющие скорости равны нулю) и произвольная функция распределения температуры вдоль радиальной координаты. На правой и верхней границах задаются условия, соответствующие параметрам невозмущенной атмосферы. В качестве начальных условий выбираются произвольные распределения температуры и давления для невозмущенной атмосферы, а плотность воздуха вычисляется по ним из уравнения состояния.

При разработке численного метода за основу была принята схема переменных направлений, предложенная в работе [38]. В нее были внесены некоторые изменения, направленные, главным образом, на подавление нефизических решений системы уравнений (осцилляций). Выполнена монотонизация численной схемы для подавления решений, соответствующих внутренним гравитационным волнам.

Описание микрофизических процессов сделано по аналогии с работами [39 – 40], но в приближении отсутствия кристаллической фазы и аэрозольных примесей в облаке. В микрофизическом блоке модели учтены фазовые переходы (конденсация, испарение облачных и дождевых капель) и коагуляционные процессы (автоконверсия, коагуляция дождевых капель с облачными).

3. Примеры результатов расчетов

Описанная выше модель относится к классу полных нестационарных двумерных моделей с параметрическим описанием микрофизических процессов в жидко-капельном конвективном облаке, развивающемся в экстремальных условиях. Она позволяет решать широкий круг задач в том числе исследовать влияние свойств источника энергии на процесс формирования облака и осадков, их зависимость от состояния окружающей среды и др., выявить отличия свойств таких облаков от облаков, развивающихся в естественных условиях небольших перегревов.

Рассмотрим два примера расчетов конвективных течений и формирующихся в результате облаков при действии мгновенного и продолжительно действующего источников энергии большой мощности, вызывающих значительный перегрев воздуха в области развития конвекции.

3.1. Мгновенный источник энергии (взрыв)

Ставилась задача исследовать полный цикл эволюции такого облака а также его отличие от соответствующего эволюционного цикла облака, развивающегося в естественных условиях. Изучалось влияние начальных параметров источника (температуры и радиуса) и характеристик окружающей среды (различных распределений влажности) на динамические и микрофизические характеристики облака взрыва.

В результате расчетов было показано, что облако взрыва образуется в результате подъема и трансформации в атмосфере единичного термика – области повышенной температуры, образовавшейся на месте «огненного шара».

Начальный период подъема термика, продолжительностью около 2-х минут, характеризуется формированием тороидального вихря, в центре которого наблюдается восходящий, а вне – нисходящий потоки. Максимум завихренности локализуется в начале на границе термика, где наблюдаются наибольшие значения градиента плотности среды, затем, когда термик в процессе подъема сворачивается в плавучее вихревое кольцо, область максимальной завихренности начинает совпадать с областью максимальных температур. Течение приобретает характерную грибовидную форму (рис.1).

В дальнейшем происходит увеличение геометрических размеров термика, при этом его форма остается примерно подобной самой себе. По мере подъема в более холодные слои атмосферы в восходящем потоке начинает происходить конденсация водяного пара, этот процесс характеризует начало трансформации термика в собственно кучевое облако.

Расчеты показали, что в эволюции облака взрыва, также как и в облаке естественного происхождения можно выделить 3 стадии: стадию развития, стадию зрелости и стадию диссипации.

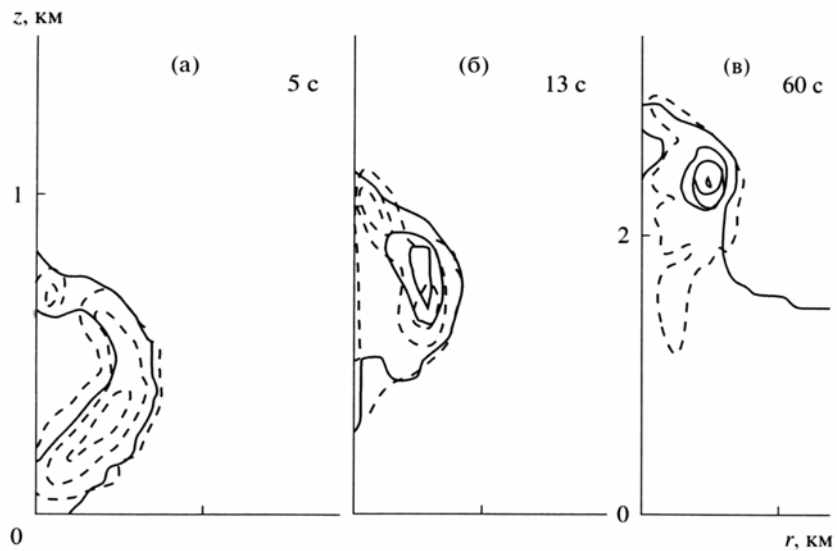


Рис. 1. Поля температуры T (сплошные линии) и завихренности $\text{rot } V$ (пунктирные линии) на стадии начального подъема термика

- a) $T = 300K, 1700K, \text{rot } V = 0.05, 0.45, 0.9 \text{ 1/сек};$*
- b) $T = 310K, 710K, 1110K, \text{rot } V = 0.12, 0.47, 0.82 \text{ 1/сек};$*
- c) $T = 278K, 303K, 328K, \text{rot } V = 0.03, 0.38, 0.73 \text{ 1/сек}$*

Распределение влажности облачных и дождевых капель в пространстве зависит от стадии жизни облака. В начале конденсированная влага располагается вблизи верхней границы облака, в «шляпке» гриба, со временем она опускается вниз, занимая всю область грибовидного течения (рис.2), и в стадии диссипации локализуется, в основном, вблизи нижней границы облака. Интенсивность осадков на поверхности земли достигает своего максимального значения в конце стадии зрелости облака.

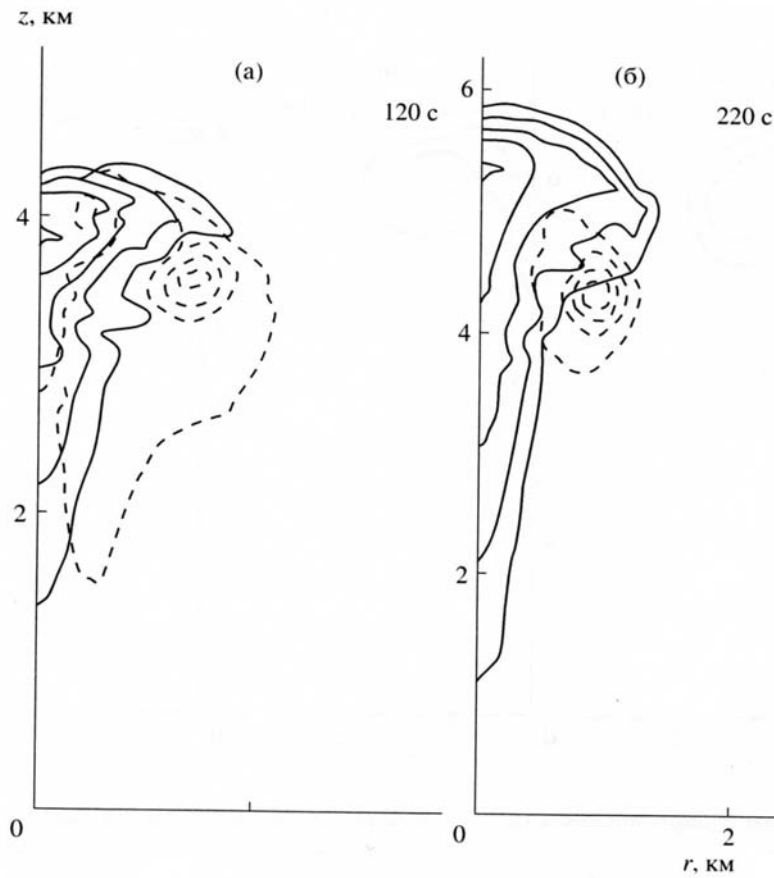


Рис.2. Эволюция полей водности облачных капель (q_c) (сплошные линии) и завихренности ($\text{rot } V$) (пунктирные линии).

120 сек: $q_c = 0.1, 0.3, 0.6, 0.9, 1.2 \text{ g/m}^3$,

$\text{rot } V = 0.01, 0.11, 0.21, 0.31 \text{ 1/sec}$;

220сек: $q_c = 0.1, 0.3, 0.6, 0.9, 1.2 \text{ g/m}^3$,

$\text{rot } V = 0.02, 0.06, 0.10, 0.14 \text{ 1/sec}$

Анализ данных численных экспериментов показал, что распределение характеристик турбулентности в облаке взрыва отличается значительной пространственной неоднородностью. Интенсивный процесс турбулентного перемешивания идет лишь в достаточно узком слое на границе облака: в центре тороидальных движений, в области вихревого ядра турбулентный перенос практически отсутствует. Максимальные значения кинетической энергии турбулентности и коэффициента турбулентного перемешивания составляют $100 \text{ м}^2/\text{с}$ и $1000 \text{ м}^2/\text{с}$ соответственно.

На рис. 3 приведены поля водности облачных капель при различных значениях атмосферной влажности, а на рис. 4 – временной ход максимальных значений высоты верхней границы облака, водности облачных капель, водности дождевых капель и интенсивности осадков на поверхности Земли. Из рисунка видно, что каждая из величин достигает максимума в определенный момент времени, что может быть использовано при определении стадии жизни облака.

Были проведены исследования влияния значений влажности окружающей среды f на характеристики облака взрыва. Расчеты показали, что атмосферная влага оказывает существенное влияние на эволюцию облака и особенно на значения его микрофизических характеристик.

Так при $f = 90\%$ максимальные значения водности облачных капель в 2 раза, а общее количество сконденсированной влаги почти в 10 раз превышают максимальные значения соответствующих характеристик при $f = 50\%$. Водности облака, образовавшегося в атмосфере с влажностью, равной 50%, оказывается недостаточно для формирования осадков. При $f = 70\%$ осадки образуются, однако, максимальные значения водности и интенсивности осадков на порядок меньше максимальных значений соответствующих характеристик при $f = 90\%$.

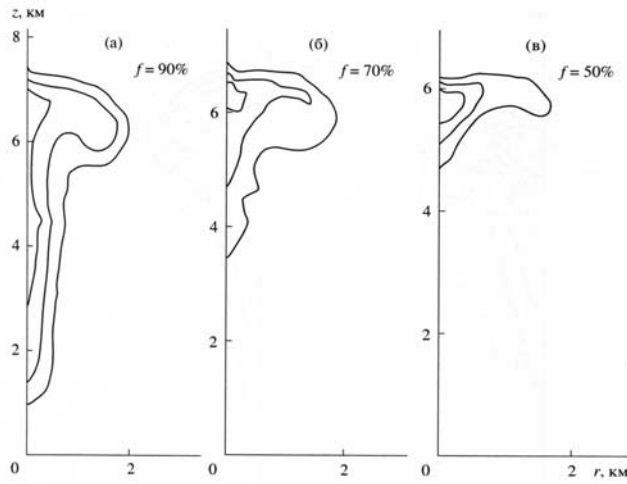


Рис.3. Поля водности облачных капель при различных значениях атмосферной влажности

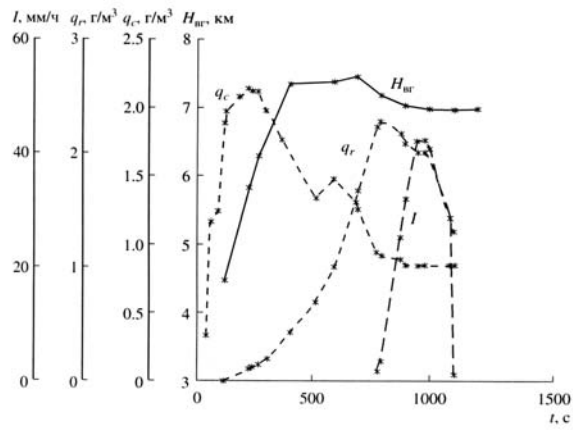


Рис.4. Временной ход максимальных значений высоты верхней границы облака ($H_{вг}$), водности облачных капель (q_c), водности дождевых капель (q_r) и интенсивности осадков (I) на поверхности Земли (облако взрыва).

Была проведена серия численных экспериментов по исследованию влияния начальных параметров источника (температуры T_0 и радиуса R_0) на характер подъема термика и свойства образующегося конвективного облака. При фиксированном значении радиуса ($R_0 = 300\text{м}$) варьировались начальные значения температуры ($T_0 = 290\text{К}, 500\text{К}, 2000\text{К}, 3000\text{К}$). Соответственно, при фиксированном значении температуры ($T_0 = 2000\text{К}$) варьировались начальные значения радиуса ($R_0 = 30\text{м}, 100\text{м}, 300\text{м}, 500\text{м}$). Внешние условия при этом оставались неизменными.

Результаты расчетов показали, что в одинаковых внешних условиях увеличение начальной температуры и радиуса приводит к заметному увеличению максимальных значений динамических и микрофизических характеристик облака. Наибольшая величина максимумов наблюдалась при $T_0 = 3000\text{К}$. В этом случае высота верхней границы облака $H_{\text{вг}}$ равнялась 8км , скорость восходящего потока $V_{\text{max}} = 180\text{ м/с}$, водность дождевых капель $\rho Q_{\text{rmax}} = 4\text{ г/м}^3$, максимальное значение интенсивности осадков на поверхности земли I_{max} составило 78 мм/час .

При фиксированном значении начальной температуры абсолютные максимумы облачных характеристик достигались при $R_0 = 500\text{м}$ ($H_{\text{вг}} = 10\text{км}$, $V_{\text{max}} = 280\text{ м/с}$, $\rho Q_{\text{rmax}} = 4\text{ г/м}^3$, $I_{\text{max}} = 78\text{ мм/час}$).

Сравнительный анализ результатов численных экспериментов, проведенных при различных значениях начальных параметров термика (начальном радиусе и начальной температуре) показал, что в одних и тех же внешних условиях характер эволюции облаков определяется различными значениями единственного параметра – начального запаса плавучести B_0 , который представляет собой интеграл по начальному объему термика от величины силы плавучести:

$$B = \int_V g \frac{(\rho_a - \rho)}{\rho_a} dV,$$

где V – начальный объем термика, ρ_a – плотность воздуха в окружающей среде, ρ – плотность воздуха в термике, g – ускорение свободного падения.

Облака, развивающиеся при $B_0 \sim 10^8 \text{ м}^4/\text{с}^2$ характеризуются высокими значениями скорости восходящего потока на оси течения ($V_{max} = 200 \text{ м/с}$), быстрым ростом высоты верхней границы облака, значения которых соответствуют верхней границы Сб, а в некоторых случаях могут достигать высоты тропопаузы, поле конденсированной влаги в них локализуется вблизи верхней границы термика, распространяясь постепенно на всю область «грибовидного» течения, жизненный цикл такого облака длится в течение примерно 20 - 25 мин.

При $B_0 \sim 10^7 - 10^6 \text{ м}^4/\text{с}^2$ облака развиваются схожим образом, однако, время существования в них восходящего потока и значение его скорости меньше, чем в облаках большего радиуса, рост верхней границы происходит медленнее и значения $N_{вгmax}$ ниже, они соответствуют высоте верхней границы Си *cong* в умеренных широтах. Основная масса сконденсированной влаги находится в области вихревых течений в «шляпке» гриба и лишь небольшая ее часть конденсируется в области восходящего потока.

При $B_0 \sim 10^8 \text{ м}^4/\text{с}^2$ эволюция облака резко отличается от эволюции облаков с большими значениями B_0 . Так если при $B_0 > 10^6 \text{ м}^4/\text{с}^2$ облака развиваются как бы сверху вниз (влага вначале конденсируется вблизи верхней границы облака, постепенно опускаясь), то в случае малого B_0 облако развивается, наоборот, снизу вверх. Формирование облака происходит в восходящем потоке типа струи, инициированном

выделением скрытой теплоты фазового перехода после подъема термика на высоту уровня конденсации.

Численные эксперименты показали, что при одинаковом начальном запасе плавучести, значения как динамических, так и микрофизических характеристик облака определяются количеством сконденсированной в облаке влаги, которое, в свою очередь, зависит от влажности в окружающей среде и величины начального радиуса термика.

В результате проведенных численных экспериментов установлено, что характер эволюции облака, развивающегося в экстремальных условиях ($T_0 = 500\text{К}, 2000\text{К}, 3000\text{К}$) заметно отличается от эволюции облака в естественных условиях ($T_0 = 290\text{К}, \Delta T = 2\text{К}$). В последнем случае подъем термика играет лишь роль спускового механизма, начального этапа. Термик лишь доставляет влажный теплый воздух к уровню конденсации, а формирование облака происходит за счет выделения скрытой теплоты фазового перехода. Эволюция облака в естественных условиях длится дольше, чем в экстремальных условиях. При естественной конвекции как динамические так и микрофизические характеристики достигают своих максимальных значений в более поздние моменты времени.

3.2. Источник энергии большой мощности продолжительного действия (пожар)

Образование и динамика конвективных облаков, происходящие в таких экстремальных условиях как крупный лесной пожар, извержение вулкана и др., в отличие от взрывов имеет свои особенности, в частности, конвективные течения, развивающиеся над таким тепловым источником, имеют форму струи. Численное моделирование конвективного течения в форме струи осуществлялось путем задания на поверхности земли участка, температура которого T_0 значительно превышала температуру окружающей среды T_a

(0) . Температура на подстилающей поверхности имела кусочно-линейное распределение, описываемое формулой:

$$T(r,0) = \begin{cases} T_0, & r \leq R_0 \\ T_a(0), & r > R_0 \end{cases}$$

где $T_a(0)$ – температура окружающей среды на уровне поверхности земли.

Распределение температуры и влажности в окружающей среде, а также значения R_0 и T_0 задавались равными соответствующим значениям первого варианта расчетов, т.е. распределение температуры определялось по СМА, а влажность в слое от 0 до 5,5 полагалась равной 90%, $R=300\text{м}$, $T_0 = 2000\text{К}$.

Результаты расчетов максимальных значений динамических и микрофизических характеристик облаков представлены на рис. 5.

Анализ выполненных расчетов показал, что в эволюции конвективной струи над пожаром можно выделить 4 стадии развития: стадию прогрева, стадию начального подъема, стадию развития и стадию зрелости. Первая стадия – стадия прогрева характеризуется формированием в узком приповерхностном слое объемного источника плавучести. Воздух, прилегающий к земной поверхности, постепенно нагревается, и когда сила плавучести достигает некоторого критического значения, начинается интенсивное формирование конвективного течения. Стадия прогрева в рассматриваемом случае длится примерно 2 минуты, после чего течение переходит в следующую стадию развития – стадию начального подъема. При этом происходит непрерывный рост скорости восходящего потока, течение приобретает форму факела или султана [41, 42], когда его верхняя головная часть напоминает термик, а нижняя – имеет коническую форму. Верхняя граница возмущенной области

достигает высоты 3 км. Стадия начального подъема длится примерно 1 мин.

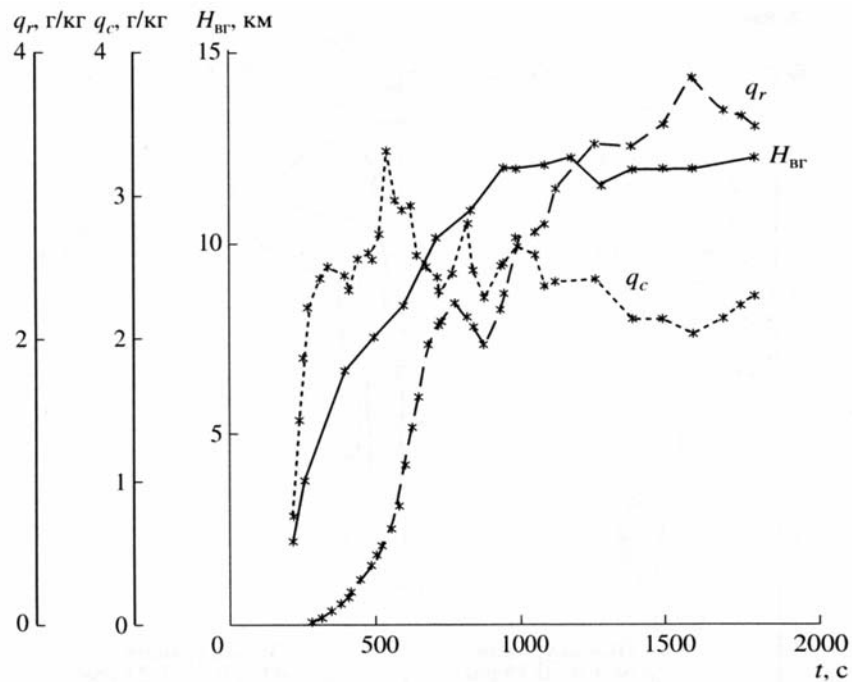


Рис.5. Временной ход максимальных значений высоты верхней границы облака ($H_{вг}$), водности облачных (q_c) и дождевых капель (q_r) (облако над пожаром).

На 220 с. развития на границе между головной (верхней) и конической (нижней) частью струи начинается процесс конденсации водяного пара. Формируется конвективное облако. Вначале поле водности локализуется примерно на высоте расположения максимума завихренности, но несколько ближе к оси симметрии течения. В дальнейшем область конденсации распространяется на всю головную часть

струи, располагаясь несколько выше максимума завихренности (рис. 6, 7).

В последующие моменты времени конденсация происходит в основном в головной части струи и по мере подъема струи поле водности постоянно увеличивается в размерах. К 500 с. развития верхняя граница облака, определяемая по границе поля водности облачных капель, достигает высоты 7,5 км. Однако около нижней границы вблизи оси симметрии жидкокапельная влага отсутствует, что обусловлено большими перегревами температуры в облаке, препятствующих конденсации, несмотря на высокое содержание водяного пара в облаке.

На 260 с. развития начинается процесс формирования поля осадков. Характерно, что эволюция поля осадков происходит аналогично эволюции облачных капель (рис. 8).

На рис. 5 представлен временной ход максимальных значений микрофизических и динамических характеристик облака. На рисунке не представлен временной ход интенсивности осадков на подстилающей поверхности, поскольку осадки практически не выпадают на подстилающую поверхность. Следуя [43], определим длительность стадий жизни облака. Предварительно отметим, что хотя абсолютный временной максимум водности облачных капель достигается уже на 550 с. развития, в течение последующих 6 мин. наблюдается дальнейший рост высоты верхней границы облака вплоть до тропопаузы. В результате продолжительность этой стадии составляет примерно 12 мин.

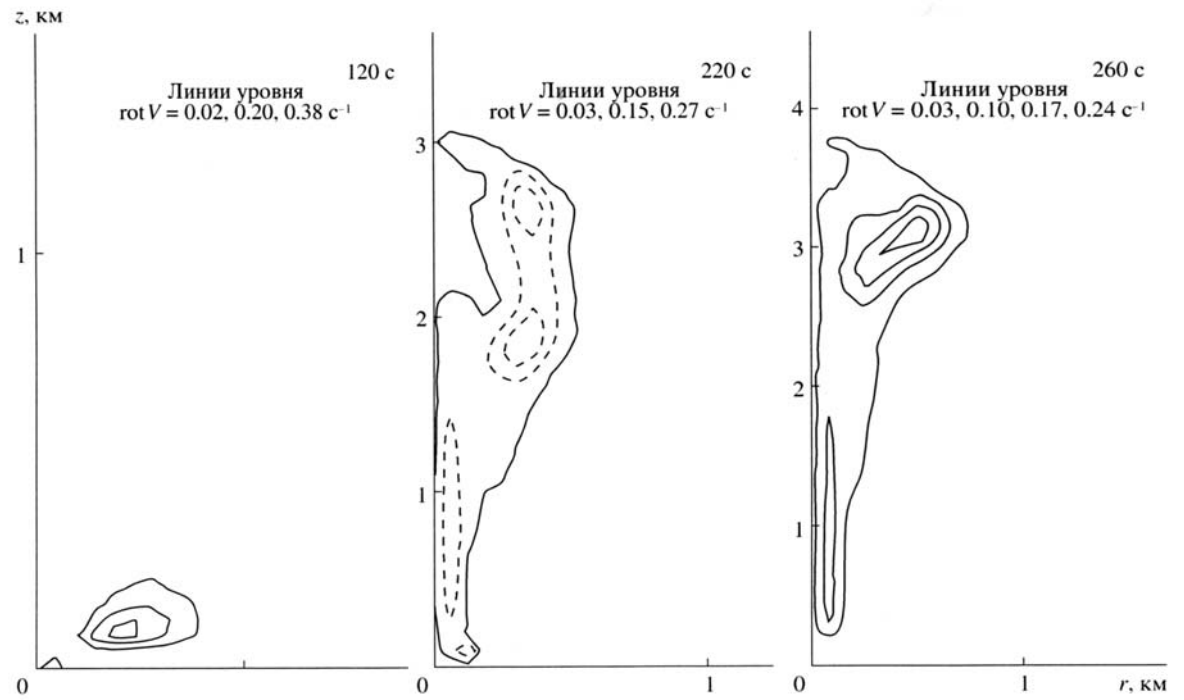
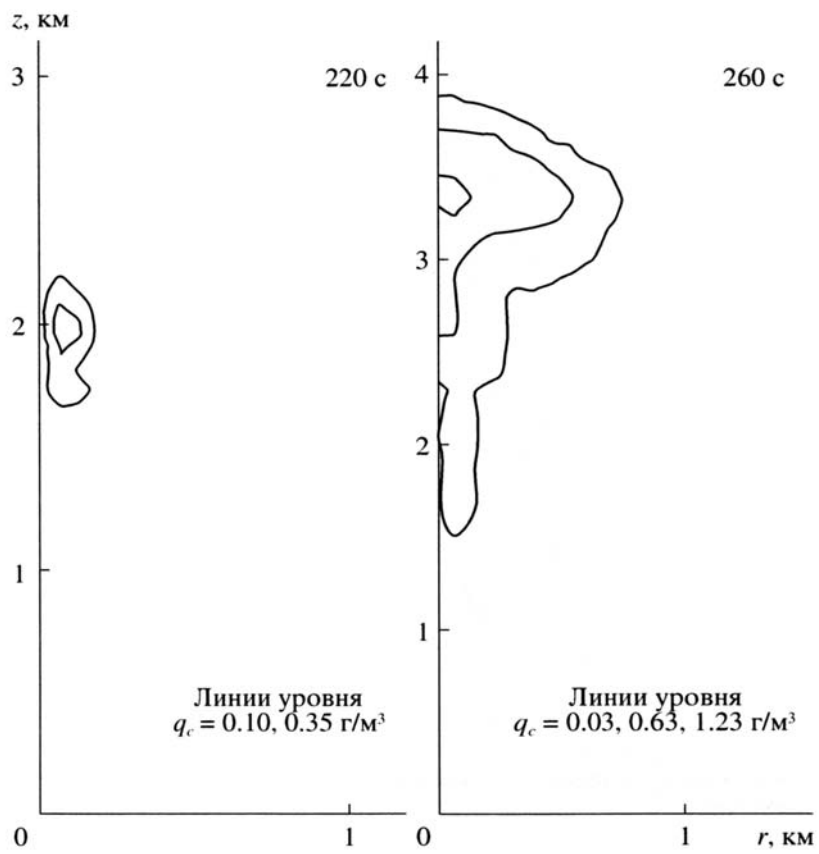


Рис.6. Поле завихренности в стадии прогрева и в стадии начального подъема.

Струя ($R=300 \text{ м}$, $T=2000\text{К}$, $f=90\%$)



*Рис.7. Поле водности облачных капель
в стадии развития облака.
Струя ($R=300$ м, $T=2000$ К, $f=90\%$)*

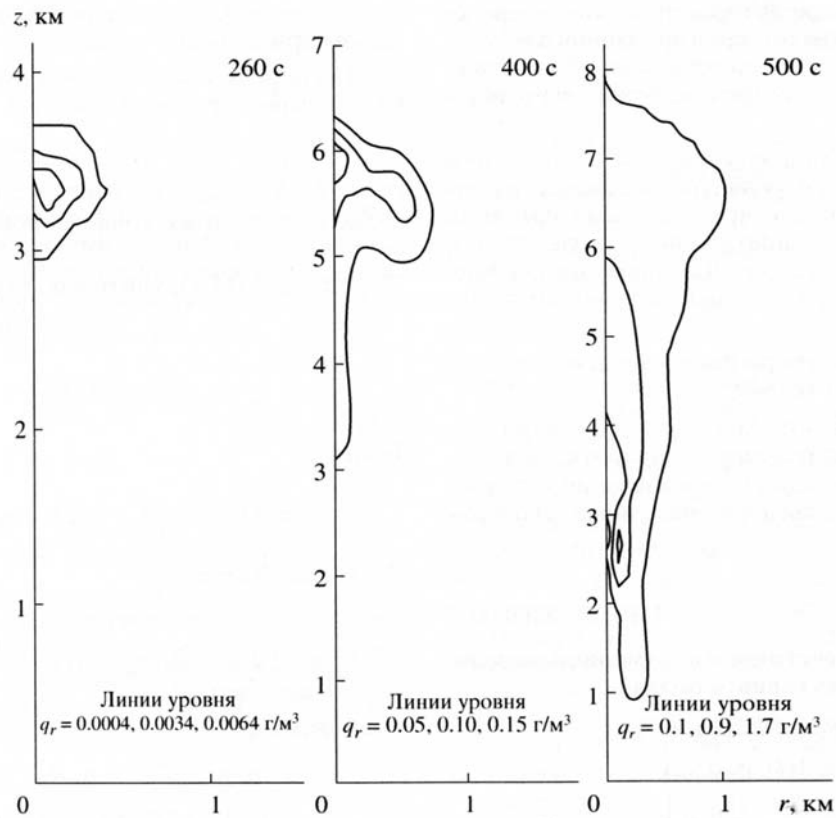


Рис.8. Поле водности осадков в стадии развития облака.
Струя ($R=300 \text{ м}$, $T=2000\text{K}$, $f=90\%$)

Стадия развития характеризуется быстрым ростом высоты верхней границы облака, при достижении сухой стратосферы облачные капли испаряются, их поле сужается, располагаясь непосредственно вблизи оси струи. Одновременно происходит увеличение водности осадков, которые в процессе выпадения коагулируют с облачными каплями, уменьшая тем самым их водность. Максимум водности осадков, вначале располагавшийся вблизи верхней

границы облака, постепенно опускается, и на 950 с. осадки достигают поверхности земли. Из-за постоянно действующего теплового источника, под облаком и в полуторокиллометровом слое над нижней границей облака образуется так называемая зона испарения и максимальная интенсивность осадков не превышает 2 мм/час. При достижении уровня стабилизации, который в данном варианте расчетов совпадает с высотой тропопаузы, динамические и микрофизические процессы в облаке выходят на стационарный режим.

Заключение

В статье представлена разработанная в ГГО двумерная осесимметричная численная модель жидкокапельного конвективного облака, развивающегося в экстремальных условиях (пожар, взрыв). Модель описывает конвективные течения сжимаемой среды с использованием системы полных уравнений гидродинамики Навье-Стокса. В систему уравнений включены также описание микрофизических процессов (в параметризованном виде) и уравнения баланса субстанций, с учетом формирования и выпадения осадков.

Описаны численные эксперименты по изучению особенностей динамики конвективных облаков, образовавшихся над мощными тепловыми источниками с разной продолжительностью существования (пожар, взрыв). Показано, что в результате действия источника энергии разной продолжительности формируются облака с существенно разными динамическими свойствами (форма течения, его скорость, микрофизическая структура облака, количество и интенсивность выпадающих осадков). Так, в случае мгновенного источника (взрыва) развивается конвективное течение в форме термика, над длительно действующим источником (пожаром) – конвективное течение в форме струи. Проведено подробное исследование особенностей эволюции и

процессов формирования осадков в облаках, образующихся при развитии обеих форм конвекции.

Получено, что максимальные значения различных характеристик облаков существенно различаются. В частности, высота верхней границы облака, развивающегося над пожаром, примерно в 1,5 выше, чем в случае пожара. Максимальное значение водности облака при пожаре достигает 3,4 г/кг, в то время как при взрыве – 2,3 г/кг. Водность осадков для пожара и взрыва составляет 3,8 и 2,4 г/кг соответственно. Интенсивность осадков на уровне подстилающей поверхности при взрыве составляет 42 мм/ч, в то время как при пожаре осадки не выпадают (осушающее действие пожара).

Анализ численных экспериментов показал сильную зависимость динамических и микрофизических характеристик облака, образующегося при подъеме термика, от значений влажности окружающей среды. В результате интенсивно протекающих процессов перемешивания, при одинаковом распределении температуры в окружающей среде и одних и тех же начальных параметрах источника, воздух в облаках, развивающихся в менее влажной атмосфере, содержит меньшее количество водяного пара, и, как следствие, в них конденсируется меньше влаги и выделяется меньше скрытой теплоты конденсации. В результате такие облака имеют меньшую мощность и скорость восходящего потока, меньшие значения водности и интенсивности осадков, чем облака, развивающиеся в более влажной атмосфере.

При относительной влажности, равной 50%, количества влаги, сконденсированного в облаке, оказывается недостаточно для формирования осадков.

Сравнительный анализ результатов численных экспериментов, проведенных при различных значениях начальных параметров мгновенного теплового источника (температуры и радиуса) показал, что:

- при прочих равных условиях (одинаковом распределении температуры и влажности в атмосфере), характер эволюции облака а также особенности пространственно-временного распределения его динамических и микрофизических характеристик зависит от величины начального запаса плавучести термика (B_0) При больших значениях начального запаса плавучести ($B_0 \sim 10^6 - 10^8 \text{ м}^4/\text{с}^2$) формирование облака полностью определяется поднимающимся термиком. При малом начальном запасе плавучести ($B_0 \sim 10^5 \text{ м}^4/\text{с}^2$) подъем термика обуславливает лишь «доставку» влажного воздуха до уровня конденсации. Развитие облака в этом случае происходит в восходящем потоке, инициированном выделением скрытой теплоты фазового перехода.

- при одинаковом начальном запасе плавучести термика, значения как динамических, так и микрофизических характеристик облака определяются количеством сконденсированной в облаке влаги, которое в свою очередь, зависит от влажности в окружающей среде и величины начального радиуса.

В заключение подчеркнем, что особенности научно-технического развития человечества таковы, что вероятность чрезвычайных ситуаций (пожар, взрыв) постоянно увеличивается. Это обстоятельство делает актуальной разработку численных моделей, аналогичных описанным в данной статье.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №04-05-64782).

Авторы выражают глубокую благодарность Затевахину Михаилу Александровичу за помощь в разработке модели, численного алгоритма и его реализации, а также в обсуждении результатов численных экспериментов.

Литература

1. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л. Гидрометеиздат, 1965. – 876 с.
2. Израэль Ю. А. Мирные ядерные взрывы и окружающая среда. Л. Гидрометеиздат, 1974. – 136 с.
3. Довгальук Ю.А., Ивлев Л.С. Физика водных и других атмосферных аэрозолей. – Л. Изд. ЛГУ, 1998. – 322 с.
4. Кароль И.Л. Климатические последствия ядерной войны. – Л. «Знание». 1987, 19 с.
5. Гришин А.М. Математическое моделирование лесных пожаров и новые способы борьбы с ними. – Новосибирск. Наука, 1992 – 406с.
6. Stankova E.N., Zatevakhin M.A. Investigation of aerosol - droplet interaction in the mature convective clouds using the two-dimensional model. Proceedings 14th International Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols, Helsinki, 26 – 30 August 1996, pp.901 – 904.
7. Коган Е.Л., Мазин И.П., Сергеев Б.Н., Хворостьянов В.И. Численное моделирование облаков. М. Гидрометеиздат, 1984. 183 с.
8. Станкова Е.Н. Численное моделирование конвективных облаков, развивающихся в экстремальных условиях. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. ГГО, 1994. – 16 с.
9. Dovgalyuk Yu.A., Zatevakhin M.A., Stankova E.N. Numerical simulation of buoyant thermal using k-e model // J.Applied Meteorology – 1994 – Vol.33 - N9, pp. 1118 – 1126.
10. M. A. Zatevakhin, E. N. Stankova, Numerical simulation of dynamical and microphysical processes in convective clouds, developing in natural and extreme conditions.// Proceedings of International Aerosol Conference on

Physics of Atmospheric Aerosol. Moscow, April 12-17, 1999.

11. Stankova E.N., Zatevakhin M.A. Numerical Simulation of Cloud Dynamics and Microphysics. Computational Science-ICCS 2003, International Conference Melbourne, Australia and St.Petersburg, Russia, June 2003, Proceedings, Part 2, Springer, in series Lecture notes in computer science, Vol.2658, ISSN 0302-9743 ISBN 3-540-40195-4, pp. 171 – 178.
12. Elena Stankova Numerical Simulation of Convective Clouds Developing in the Extreme Conditions Computational Science and Its Applications – ICCSA 2005 International Conference Singapore, May 9-12,2005 Proceedings Part V p.131.
13. Jones W.P., Launder B.E. The calculation of low Reynolds number phenomena with a two equation model of turbulence. // Int. J. Heat Mass Transfer. – 1973. – v. 16. – P. 1119 – 1130.
14. Kessler E. On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation. Meteor.Monograph., 1969 – N32 – Amer.Meteor.Soc. – 84 P.
15. Гайнуллин К.Г., Затевахин М.А., Пискунов В.Н., Голубев А.И., Измайлова Н.А., Довгальок Ю.А. Численное моделирование кинетики формирования спектра капель в кучевых облаках. Изв. АН, сер. ФАО,2003, т.39, №1, с.74-84.
16. Шметер С.М. Физика конвективных облаков. Л. Гидрометеиздат, 1972, 229с.
17. Абрамович Г.Н. Теория турбулентных струйю – М.: Физматгиз 1960. – 500 С.
18. Андреев В., Панчев С. Динамика атмосферных термиков. – Вып.76 – С.15-20.
19. Machta. L. Entrainment and the Maximum Height of an Atomic Cloud. // Bull. Amer. Meteor.Soc. – 1950.-vol.31, №6, p. 215-216.

20. Sutton O.G. The Atom bomb as an experiment in convection. // Weather- 1947.-№4.
21. Priestley C.H.B. // Aster.J.Phys. – 1953. – Vol.6, N 3
22. Онуфриев А.Т. Теория движения вихревого кольца под действием силы тяжести. Подъем облака атомного взрыва. // ПМТФ. – 1967. – N 2.
23. Boussinesq J. Theorio analytique de la chaleur. T 2. – Paris: Gauthier –Villare. – 1903.
24. Zatevakhin M.A.: Turbulent Thermal in a Humid Atmosphere. High Temperature. 39 (4) (2001) 532 – 539.
25. Андрущенко В.А. Образование кольцевого вихря при подъеме нагретой массы воздуха в стратифицированной атмосфере. Изв. АН. СССР МЖГ. – 1978. – №2. – С.186-189
26. Андрущенко В.А., Чудов А.А. Дрейф крупномасштабных горячих термик в стратифицированных воздушных потоках.// Изв. АН. СССР. МЖГ. – 1984. – №6. – С.144 – 151.
27. Андрущенко В.А., Кестельбойм Х.С., Чудов А.А. Движение газа, вызванное точечным взрывом в атмосфере. // Изв. АН. СССР. МЖГ. – 1984. – №6. – С.123 – 130.
28. Махвиладзе Г.М., Мелихов О.И., Якуш С.Е. Подъем турбулентного осесимметричного термика в неоднородной сжимаемой атмосфере. // ПМТФ. -1989.- №1 – С. 62 – 68.
29. Махвиладзе Г.М., Мелихов О.И., Якуш С.Е. О численном моделировании подъема турбулентного термика в неоднородной сжимаемой атмосфере. Изв. АН. СССР. МЖГ. – 1989. – №1. – С.72 – 80.
30. Махвиладзе Г.М., Якуш С.Е. Перенос дисперсной примеси в атмосфере всплывающим термиком. // Изв. АН. СССР. МЖГ. – 1990. – №1. – С.123 – 130.
31. Затевахин М.А., Станкова Е.Н. Монотонизация конечно-разностных схем численного решения

уравнений гидродинамики // Труды ГГО – 1991, – Вып. 534 – С. 73 – 86.

32. Воробьев Б.М., Хотимская Г.В. Численное моделирование сильно перегретых конвективных потоков в стратифицированной атмосфере. // Труды ГГО- 1988, - Вып. 517 – С. 116 – 123.
33. Воробьев Б.М. К расчету процессов, протекающих в мелкокапельном искусственно кристаллизирующемся конвективном облаке. // Труды ЛГМИ – 1972, - Вып. 45 – С. 108 – 116.
34. Баранов В.Г., Довгалюк Ю.А., Станкова Е.Н. Полуторамерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него. – Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака. Труды I-го Всесоюзного симпозиума. Долгопрудный, 20 – 24 мая 1984 г. М.: Гидрометиздат, 1988. – С.34 – 42.
35. Cotton W.R. A Simulation of Cumulonimbus Responses to Large Fire storm Implication to a Nuclear Winter // Proceedings of the 9-th International Conference on Cloud Physics. Valgus.- Tallinn, 1984. – Vol.4. – P.927 – 932.
36. Giorgi F. Two-Dimensional Simulations of Possible Mesoscale Effects of Nuclear Fires. // Journal of Geophysical Research. – 1989. – V.94. N D1 – P.1127 – 1165.
37. Горшков В.Г., Кондратьев К.Я., Лосев К.С. Глобальные экологические перспективы // Вестн. РАН. 1992. №5. С.70 – 81.
38. Полежаев В.И. Численное исследование естественной конвекции жидкостей и газов. // Некоторые применения метода сеток в газовой динамике. – М. : Изд. МГУ, 1971. – Вып.4 – С.42 – 56.
39. Довгалюк Ю.А., Баранов В.Г., Станкова Е.Н. О возможности численного моделирования воздействия

- на конвективные облака с использованием нестационарной модели // Тр. ГГО, 1984. Вып. 482. С. 35 – 42.
40. Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгальок Ю.А. Численная нестационарная модель конвективного облака, содержащего твердые аэрозольные частицы // Вестник СПбГУ, серия 4 (Физика и химия). 1997. Вып. 3. N 18. – С. 23 – 30.
 41. Скорер Р. Аэродинамика окружающей среды. – М.: Мир, 1980. – 553 с.
 42. Bradley M.M. Numerical Simulation of Nucleation Scavenging within Smoke Plume above Large Fires // International Conference on Energy Transformation and Interaction with Small Mesoscale Atmospheric Process. Lausanne, Switzerland, 2 – 6 March, 1987. PP. 45 – 61.
 43. Довгальок Ю.А., Станкова Е.Н. Динамический аспект стадий жизни кучево-дождевого облака // Труды ВГИ – 1989. – Вып. 76 – С.15-20.
 44. Станкова Е.Н. Численное моделирование конвективных облаков, развивающихся в экстремальных условиях. Деп. рук. – В сб. «Труды конференции молодых ученых и специалистов ГГО им. А.И.Воейкова». – Л.: 1990. – С. 47 – 53.

Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Затевахин М.А., Игнатъев А.А.

К ВОПРОСУ О РАЗРАБОТКЕ ТРЕХМЕРНОЙ ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ОСАДКООБРАЗУЮЩЕГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

Введение

В настоящее время наблюдается быстрый прогресс вычислительной техники и стремительный рост ее быстродействия. Это способствует развитию численных моделей конвективных облаков и, в частности, дает возможность осуществления их трехмерного численного моделирования.

Анализ состояния вопроса в области трехмерного моделирования облачной конвекции показал, что в настоящее время наряду с моделями отдельного облака для описания конвекции, используются мезомасштабные модели полей облаков, а также модели крупных вихрей (LES) для изучения конвективных облаков пограничного слоя.

Очевидно, что выбор модели, с которой работает исследователь, определяется задачей, которую он будет решать.

В 2007 г. перед коллективом ведущих институтов Росгидромета была поставлена задача разработать трехмерную трехфазную модель кучево-дождевого облака, позволяющую изучать его развитие при естественном ходе процессов облако и осадкообразования и при активных воздействиях. и давать оценку эффекта воздействий.

На рабочем совещании ответственных исполнителей соответствующей темы было проведено обсуждение указанных выше подходов к моделированию конвекции. В результате решено остановиться на разработке трехмерной

численной нестационарной модели отдельного трехфазного конвективного облака с учетом процессов электризации. Предложено использовать полную система уравнений Навье-Стокса, а также упрощенное (параметризованное) описание микрофизических процессов. Это позволит описывать глубокую конвекцию, но в то же время существенно экономить вычислительные ресурсы. Модель должна иметь блочную структуру (рис. 1), при этом каждый блок описывает тот или иной вид процессов, и его реализацию осуществляет отдельный исполнитель.

Также было определено распределение обязанностей между институтами-исполнителями и построена схема взаимосвязи программных блоков, реализующих составные части модели (рис. 2).

В течение 2007 г. была осуществлена разработка концепции модели, сформулированы ее основные уравнения и произведено их осреднение.

В статье представлены результаты разработки гидротермодинамического блока, которая осуществляется сотрудниками Отдела физики облаков ГГО. Дана формулировка осредненной системы уравнений гидротермодинамического блока, описан численный алгоритм ее решения и приведены результаты предварительных тестовых расчетов для случая сухой конвекции.

1. Система уравнений гидротермодинамического блока. Начальные и граничные условия

Осадкообразующее конвективное облако представляет собой гидродинамическое течение многофазной среды в атмосфере. Данное течение имеет сложную пространственно-временную структуру, поэтому его описание необходимо выполнять в рамках трехмерной модели. Следует отметить, что динамика конвективного облака в значительной степени определяет интенсивность происходящих в нем

микрофизических процессов, включая процесс образования осадков. Поэтому при разработке модели, описывающей глубокую конвекцию, желательно наиболее полно, без существенных упрощений, описать динамику облака.

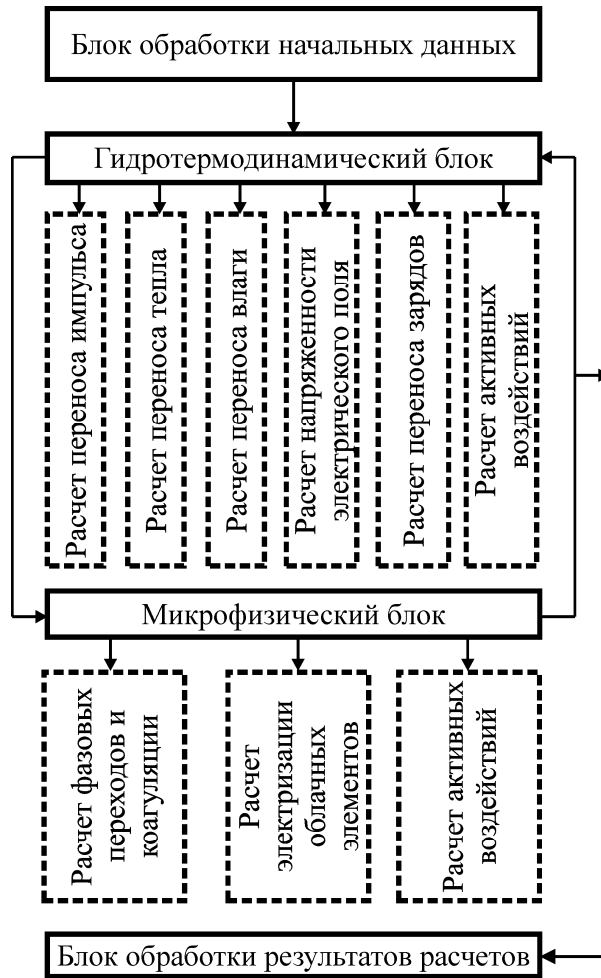


Рис. 1. Структурная схема модели

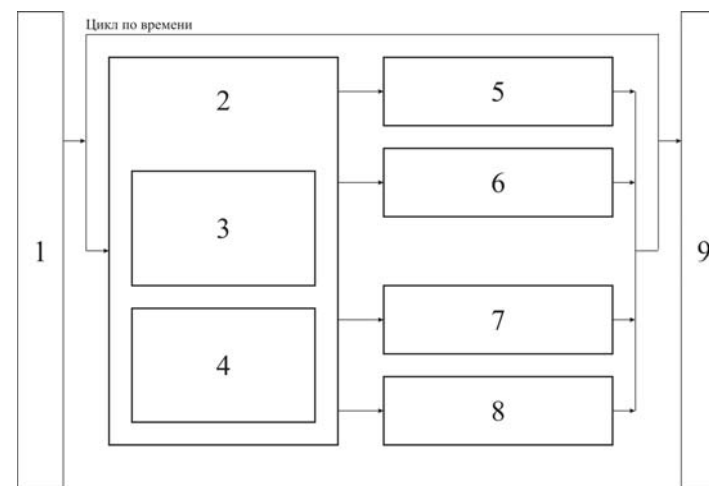


Рис. 2. Схема передачи данных между модулями, разрабатываемыми разными организациями-соисполнителями, при реализации модели

1 – Блок обработки начальных данных (разработчик – филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОФО); 2 – Гидротермодинамический блок (разработчик – филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОФО); 3 – подблок расчета турбулентного обмена (разработчик – ГУ «ЦАО»); 4 – подблок расчета составляющих напряженности электрического поля (разработчик – филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОАЭ); 5 – основной микрофизический блок (разработчик – филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОФО); 6 – микрофизический блок, описывающий электризацию при взаимодействии ледяных частиц (разработчик – филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОАЭ); 7 – микрофизический блок, описывающий АВ (разработчик – ГУ «ВГИ»); 8 – микрофизический блок, описывающий активацию ядер конденсации (разработчики – ГУ «НПО «Тайфун» и ГУ «ЦАО»); 9 – блок обработки и интерпретации результатов расчетов (разработчик – филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОФО).

Исходная система уравнений гидротермодинамического блока для мгновенных значений физических величин включает уравнения движения, уравнение неразрывности, уравнения баланса массы облачных частиц и осадков, уравнения баланса электрических зарядов, уравнение энергии и уравнение состояния. Полученная система дополнена параметрическими выражениями для вычисления интенсивностей микрофизических процессов, включая электризацию облачных элементов.

Уравнения получены при следующих основных допущениях:

1. Температура всех компонент облачной среды одинакова. Разность температур газовой фазы и частиц конденсированной фазы учитывается только при вычислении скоростей микрофизических процессов.

2. Вся влага, присутствующая в облаке, разделена на водяной пар, облачные капли, дождевые капли, облачные ледяные кристаллы и ледяные частицы осадков.

3. Время скоростной релаксации частиц мало, т.е. в момент возникновения они уже движутся относительно окружающей среды с установившейся скоростью гравитационного падения (берется средневзвешенное значение этой скорости).

4. В облаке при наличии конденсированной фазы среда находится в состоянии термодинамического равновесия.

Известно, что конвективное облако является сильно турбулизованной системой. Поэтому далее было выполнено осреднение исходной системы уравнений по Рейнольдсу. При описании членов, содержащих корреляции пульсаций плотности с другими величинами, применен подход Фавра [Favre, 1969]. В результате уравнения упрощаются. Для описания турбулентности использовался полуэмпирический подход (*K*-модель). В итоге получена следующая система уравнений:

1. Уравнение неразрывности:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},z}) = \\ & = \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_c V_{c,z}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_{\text{ic}} V_{\text{ic},z}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_r V_{r,z}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_i V_{i,z}) \end{aligned} \quad (1)$$

где x, y, z – декартовы координаты, t – время, $\bar{\rho}$ – плотность смеси с учетом паровоздушной несущей среды и содержащихся в ней капель воды и частиц льда, кг/м^3 ; $\tilde{v}_{\text{air},x}, \tilde{v}_{\text{air},y}, \tilde{v}_{\text{air},z}$ – составляющие скорости движения несущей среды, м/с , $\tilde{q}_c, \tilde{q}_r, \tilde{q}_{\text{ic}}, \tilde{q}_i$ – удельное содержание облачных капель, дождевых капель, облачных ледяных кристаллов и градин соответственно, безразмерное (кг/кг); $V_{c,z}, V_{r,z}, V_{\text{ic},z}, V_{i,z}$ – собственная скорость падения вышеперечисленных частиц, м/с . Здесь и далее чертой обозначено осреднение величин по Рейнольдсу, тильдой – осреднение по Фавру [Favre, 1969].

2. Уравнение движения несущей среды:

$$\begin{aligned} & \alpha \left(\bar{\rho} \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial t} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,x} \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial x} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,y} \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial y} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,z} \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial z} - \right. \\ & \quad - \frac{4}{3} \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial x} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial y} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial z} - \\ & \quad \left. - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial x} \right) = \\ & \quad = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - E_x \beta \end{aligned} \quad (2a)$$

$$\begin{aligned} & \alpha \left(\bar{\rho} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial t} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,x} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial x} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,y} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial y} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,z} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial z} - \right. \\ & \quad - \frac{4}{3} \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial y} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial x} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial z} - \\ & \quad \left. - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial y} \right) = \\ & \quad = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - E_y \beta \end{aligned} \quad (2b)$$

$$\begin{aligned} & \alpha \left(\bar{\rho} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial t} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,x} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial x} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,y} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial y} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,z} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial z} - \right. \\ & \quad - \frac{4}{3} \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial z} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial x} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial y} - \\ & \quad \left. - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial z} \right) = \\ & \quad = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - E_z \beta - g \bar{\rho} \end{aligned} \quad (2c)$$

где $\alpha \equiv (1 - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{ic} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i)$, μ – коэффициент турбулентной вязкости, E_x, E_y, E_z – компоненты вектора напряженности электрического поля, β – суммарная объемная плотность электрического заряда, g – ускорение свободного падения. В правой части уравнений (2a) – (2в) стоят объемные силы, действующие на среду: сила барического градиента, электростатическая и гравитационная силы (для последней отлична от нуля только вертикальная составляющая).

Для кучево-дождевых облаков значения скоростей составляют порядка $10^0 \div 10^1$ м/с, для слаборазвитых конвективных облаков – порядка 10^0 м/с. При этом вертикальная составляющая скорости всегда значительно выше, чем горизонтальные [Шметер, 1987].

3. Уравнение баланса общего влагосодержания:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\bar{\rho}\tilde{q}) + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho}\tilde{q}\tilde{v}_{air,x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho}\tilde{q}\tilde{v}_{air,y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}\tilde{v}_{air,z}) + \\ - \frac{\partial}{\partial x}K\frac{\partial\tilde{q}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y}K\frac{\partial\tilde{q}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z}K\frac{\partial\tilde{q}}{\partial z} - \\ - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_cV_{c,z}) - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_rV_{r,z}) - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_{ic}V_{ic,z}) - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_iV_{i,z}) = 0 \end{aligned} \quad (3)$$

где $\tilde{q} \equiv \tilde{q}_v + \tilde{q}_c + \tilde{q}_{ic} + \tilde{q}_r + \tilde{q}_i$ – общее удельное влагосодержание, \tilde{q}_v – удельное содержание водяного пара, K – коэффициент турбулентности. Последние четыре члена левой части описывают гравитационное осаждение частиц разных фракций.

4. Уравнения баланса облачных капель, облачных ледяных кристаллов, дождевых капель и кристаллических осадков:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(\overline{\rho q_j}) + \frac{\partial}{\partial x}(\overline{\rho q_j} \tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\overline{\rho q_j} \tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\overline{\rho q_j} \tilde{v}_{\text{air},z}) + \\ & - \frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial \tilde{q}_j}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial \tilde{q}_j}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \tilde{q}_j}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z}(\overline{\rho q_j} V_{j,z}) = F_j \end{aligned} \quad ; \quad (4)$$

где $q_j = \{\tilde{q}_c, \tilde{q}_{\text{ic}}, \tilde{q}_r, \tilde{q}_i\}$; $V_j = \{V_{c,z}, V_{\text{ic},z}, V_{r,z}, V_{i,z}\}$;
 $F_j = \{F_c, F_{\text{ic}}, F_r, F_i\}$ ($F_c, F_{\text{ic}}, F_r, F_i$ – источники-стоки
облачных капель, дождевых капель, облачных ледяных
кристаллов и градин соответственно). Источниковые члены
описывают микрофизические процессы фазовых переходов
влаги и коагуляции облачных элементов. Эти процессы будут
подробно рассмотрены в части II настоящей статьи.

Характерные значения величин $\tilde{q}_c, \tilde{q}_{\text{ic}}, \tilde{q}_r, \tilde{q}_i$ в
конвективных облаках составляют порядка $10^{-3} \div 10^{-4}$. В связи
с этим множитель $(1 - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{\text{ic}} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i)$ в уравнениях (2а) – (2в)
близок к единице. Однако при наличии достаточных
вычислительных ресурсов его следует учитывать, так как
погрешность расчетов из-за их неучета накапливается со
временем.

Значения $V_{c,z}, V_{\text{ic},z}$, пренебрежимо малы по сравнению
со скоростью восходящего потока, а $V_{r,z}, V_{i,z}$ имеют с ней один
порядок величины.

Отметим, что уравнения, аналогичные (4), при
необходимости, могут быть записаны и для других фракций
(например, ядра конденсации, частицы реагента,
используемого для АВ, и др.). Конкретный набор
дополнительных уравнений будет определяться при
реализации модели.

5. Уравнение энергии:

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial}{\partial t}(\overline{\rho\tilde{e}}) + \frac{\partial}{\partial x}(\overline{\rho\tilde{e}\tilde{v}_{\text{air},x}}) + \frac{\partial}{\partial y}(\overline{\rho\tilde{e}\tilde{v}_{\text{air},y}}) + \frac{\partial}{\partial z}(\overline{\rho\tilde{e}\tilde{v}_{\text{air},z}}) = \\
& = -\frac{\partial(\overline{p\tilde{v}_{\text{air},x}})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{p\tilde{v}_{\text{air},y}})}{\partial x} - \frac{\partial(\overline{p\tilde{v}_{\text{air},z}})}{\partial x} - \\
& + \frac{\partial}{\partial x}(\tilde{v}_{\text{air},x}\sigma_{xx}) + \frac{\partial}{\partial x}(\tilde{v}_{\text{air},y}\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial x}(\tilde{v}_{\text{air},z}\tau_{xz}) + \\
& + \frac{\partial}{\partial y}(\tilde{v}_{\text{air},x}\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tilde{v}_{\text{air},y}\sigma_{yy}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tilde{v}_{\text{air},z}\tau_{yz}) + \\
& + \frac{\partial}{\partial z}(\tilde{v}_{\text{air},x}\tau_{xz}) + \frac{\partial}{\partial z}(\tilde{v}_{\text{air},y}\tau_{yz}) + \frac{\partial}{\partial z}(\tilde{v}_{\text{air},z}\sigma_{zz}) + \\
& + \frac{\partial}{\partial x}\lambda\frac{\partial\tilde{T}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}\lambda\frac{\partial\tilde{T}}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}\lambda\frac{\partial\tilde{T}}{\partial z} + \overline{\rho\tilde{v}_{\text{air},z}}g + \\
& + g\overline{\rho}(V_{c,z}\tilde{q}_c + V_{ic,z}\tilde{q}_{ic} + V_{i,z}\tilde{q}_i + V_{r,z}\tilde{q}_r) - \\
& - \frac{\partial}{\partial z}\left[\overline{\rho\tilde{q}}_c V_{c,z}(L_{\text{cond}} - c_{v,p}\tilde{T}) + \overline{\rho\tilde{q}}_r V_{r,z}(L_{\text{cond}} - c_{v,p}\tilde{T}) + \right. \\
& \left. \overline{\rho\tilde{q}}_{ic} V_{ic,z}(L_{\text{subl}} - c_{v,p}\tilde{T}) + \overline{\rho\tilde{q}}_i V_{i,z}(L_{\text{subl}} - c_{v,p}\tilde{T})\right]
\end{aligned} \tag{5}$$

где λ – коэффициент турбулентной теплопроводности, σ_{ii} и τ_{ij} – диагональные и недиагональные элементы тензора вязких напряжений соответственно, L_{cond} и L_{subl} – удельная теплота фазовых переходов пар – вода и пар – лед соответственно, $c_{v,p}$ – теплоемкость водяного пара при постоянном давлении; \tilde{e} – полная энергия, которая равна сумме внутренней (\tilde{e}_{int}) и кинетической энергий:

$$\tilde{e} = \tilde{e}_{\text{int}} + \frac{1}{2}(\tilde{v}_{\text{air},x}^2 + \tilde{v}_{\text{air},y}^2 + \tilde{v}_{\text{air},z}^2).$$

Предпоследний член правой части (5) описывает переход кинетической энергии падающих частиц во внутреннюю под действием трения, последний – перенос энергии вниз вследствие оседания частиц.

6. Уравнения состояния:

$$\begin{aligned} \bar{p} &= \bar{\rho}_{\text{air}} R_{\text{air}} \tilde{T} + \bar{\rho}_v R_v \tilde{T} = \\ &= \bar{\rho} \tilde{T} [(1 - \tilde{q}) R_{\text{air}} + (\tilde{q} - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{\text{ic}} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i) R_v] \end{aligned} \quad (6a)$$

$$\tilde{T} = \frac{\tilde{e}_{\text{int}} + (\tilde{q}_c + \tilde{q}_r) L_{\text{cond}} + (\tilde{q}_{\text{ic}} + \tilde{q}_i) L_{\text{subl}}}{(1 - \tilde{q}) c_{\text{air},v} + \tilde{q} c_{v,v} + (\tilde{q}_c + \tilde{q}_{\text{ic}} + \tilde{q}_r + \tilde{q}_i) R_v}. \quad (6b)$$

где p и T – температура и давление смеси соответственно, R_{air} и R_v – газовая составляющая сухого воздуха и водяного пара соответственно; L_{cond} и L_{subl} – удельная теплота конденсации и сублимации соответственно, $c_{\text{air},v}$ и $c_{v,v}$ – теплоемкость при постоянном объеме сухого воздуха и водяного пара соответственно.

7. Уравнение баланса зарядов положительных и отрицательных ионов, облачных капель, облачных ледяных кристаллов, дождевых капель и кристаллических осадков:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(\bar{\rho}\tilde{B}_{\text{ionn}})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [\bar{\rho}\tilde{B}_{\text{ionn}} (\tilde{v}_{\text{air},x} + \alpha_{\text{ionn}} E_x)] + \\ & + \frac{\partial}{\partial y} [\bar{\rho}\tilde{B}_{\text{ionn}} (\tilde{v}_{\text{air},y} + \alpha_{\text{ionn}} E_y)] + \frac{\partial}{\partial z} [\bar{\rho}\tilde{B}_{\text{ionn}} (\tilde{v}_{\text{air},z} + \alpha_{\text{ionn}} E_z)] - \end{aligned} \quad (7a)$$

$$- \frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionn}}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionn}}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionn}}}{\partial z} = M_{\text{ionn}}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(\bar{\rho}\tilde{B}_{\text{ionp}})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [\bar{\rho}\tilde{B}_{\text{ionp}} (\tilde{v}_{\text{air},x} - \alpha_{\text{ionp}} E_x)] + \\ & + \frac{\partial}{\partial y} [\bar{\rho}\tilde{B}_{\text{ionp}} (\tilde{v}_{\text{air},y} - \alpha_{\text{ionp}} E_y)] + \frac{\partial}{\partial z} [\bar{\rho}\tilde{B}_{\text{ionp}} (\tilde{v}_{\text{air},z} - \alpha_{\text{ionp}} E_z)] - \end{aligned} \quad (7b)$$

$$- \frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionp}}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionp}}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionp}}}{\partial z} = M_{\text{ionp}}$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(\bar{\rho}\tilde{B}_j)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\rho}\tilde{B}_j \tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\rho}\tilde{B}_j \tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho}\tilde{B}_j \tilde{v}_{\text{air},z}) + \\ & - \frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial \tilde{B}_j}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial \tilde{B}_j}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \tilde{B}_j}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho}\tilde{B}_j V_{j,z}) = M_j \end{aligned} \quad (7b)$$

где α_{ionn} и α_{ionp} – подвижность отрицательных и положительных ионов соответственно; \tilde{B}_{ionn} , \tilde{B}_{ionp} , B_c , B_{ic} , B_r , B_i – объемная плотность заряда отрицательных и положительных ионов, облачных капель, дождевых капель, облачных ледяных кристаллов и градин соответственно на единицу массы, $B_j = \{B_c, B_{ic}, B_r, B_i\}$, M_{ionn} , M_{ionp} , M_c , M_{ic} , M_r , M_i – источники-стоки заряда отрицательных и положительных ионов, облачных капель, дождевых капель,

облачных ледяных кристаллов и градин соответственно,
 $M_j = \{M_c, M_{ic}, M_r, M_i\}$.

В уравнении переноса ионов появляются дополнительные слагаемые, связанные с действием электростатического поля на движение зарядов (составляющая скорости, равная произведению подвижности ионов и напряженности поля). При расчете установившейся скорости седиментации капель и кристаллов учитывается влияние электрических сил.

Источниковые члены описывают микрофизические процессы электризации облачных элементов. Эти процессы будут подробно рассмотрены в части II настоящей статьи.

8. Выражение для расчета суммарной плотности электрического заряда:

$$\tilde{B} = \tilde{B}_{\text{ионн}} + \tilde{B}_{\text{ионр}} + \tilde{B}_c + \tilde{B}_{ic} + \tilde{B}_r + \tilde{B}_i. \quad (8)$$

Характерное значение \tilde{B} в условиях безоблачной атмосферы и на начальной стадии развития облака составляет порядка $10^{-13} \div 10^{-12}$ Кл/м³. В дальнейшем, в процессе роста облака, оно может увеличиваться на несколько порядков, и для грозовых облаков достигает $10^{-9} \div 10^{-8}$ Кл/м³.

Расчет составляющих вектора напряженности электрического поля производится по уравнению Пуассона со следующими граничными условиями: 1) потенциал электрического поля у подстилающей поверхности равен нулю; 2) потенциал на отдалении от облака стремится к нулю.

Значение абсолютной величины напряженности электрического поля меняется от 10^2 В/м на ранних стадиях развития облака до $10^5 \div 10^6$ В/м внутри грозовых облаков.

Численная реализация рассмотренной системы уравнений предполагает задание начальных и граничных условий и определение области решения.

Область решения задается в виде прямоугольного параллелепипеда, ограниченного снизу подстилающей поверхностью. Верхняя и боковые границы выбираются исходя из конкретной решаемой задачи с тем, чтобы до них не доходили возмущения, связанные с эволюцией облака. В соответствии с данными наблюдений о размерах конвективных облаков, характерные горизонтальные размеры области решения должны составлять $10^1 \div 10^2$ км (при этом подстилающую поверхность можно приближенно считать плоской), вертикальный размер этой области обычно задается от 5 до 20 км.

Начальными условиями являются данные радиовеетрового зондирования (вертикальные профили температуры и влажности) в невозмущенной атмосфере и начальное возмущение полей скорости, влажности и (или) температуры ($t = 0$). Электрическое состояние атмосферы в начальный момент времени определяется вертикальными профилями концентрации положительных и отрицательных ионов, характерными для условий хорошей погоды при отсутствии облачности. Удельное содержание и заряды всех конденсированных субстанций в начальный момент времени полагаются равными нулю.

Граничные условия на нижней (твердой) поверхности: для всех осаждающихся субстанций (q_r , q_i , B_r , B_i) производной этих величин по высоте задается равной нулю при $z = 0$. Для компонентов скорости на этой границе задается условие прилипания (все компоненты равны нулю), а для температуры и влажности – горизонтальное распределение их значений либо потоков.

Граничные условия на верхней и боковых границах задаются либо в соответствии с невозмущенным состоянием атмосферы, либо из условий симметрии.

2. Численная схема решения

Систему уравнений (1) – (7) можно записать в следующем обобщенном виде:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \operatorname{div} F = H,$$

где U – любая из переменных $\rho, \rho v_{\text{air},x}, \rho v_{\text{air},y}, \rho v_{\text{air},z}, \rho q_c, \rho q_r, \rho q_i, \rho q_{ic}, \rho e, \rho B_{\text{ionn}}, \rho B_{\text{ionp}}, \rho B_c, \rho B_{ic}, \rho B_r, \rho B_i$; F – поток соответствующей величины через границы рассматриваемого объема (ячейки пространственной сетки), H – источник-сток величины. Здесь и далее для простоты знаки осреднения опускаем.

Для численного решения уравнений (1), (2) и (5) предлагается использовать классическую схему Маккормака [MacCormack, 1969] второго порядка точности по времени и по координате. На протяжении многих лет эта схема зарекомендовала себя, как надежная и эффективная. Кроме того, она не требует вычисления якобианов вектора потока, что позволяет без затруднений применять произвольное (но физически корректное) уравнение состояния. Практически единственным недостатком схемы является немонотонность в областях больших градиентов параметров. Однако, эта проблема возникает в основном для трансзвуковых и сверхзвуковых течений и в значительной мере может быть решена с помощью локальной консервативной диффузии [Жмакин, Фурсенко, 1980].

Схема Маккормака состоит из двух шагов (предиктор-корректор) и может быть записана в виде:

Прогноз:

$$\begin{aligned} \overline{U}_{i,j,k}^{n+1} = & U_{i,j,k}^n - \frac{\Delta t}{\Delta x} (F_{x,i+1,j,k}^n - F_{x,i,j,k}^n) - \\ & - \frac{\Delta t}{\Delta y} (F_{y,i,j+1,k}^n - F_{y,i,j,k}^n) - \frac{\Delta t}{\Delta z} (F_{z,i,j,k+1}^n - F_{z,i,j,k}^n) + \Delta t H_{i,j,k}^n \end{aligned}$$

Коррекция:

$$\begin{aligned} U_{i,j,k}^{n+1} = & \frac{1}{2} \left\{ U_{i,j,k}^n + \overline{U}_{i,j,k}^{n+1} - \frac{\Delta t}{\Delta x} (\overline{F}_{x,i,j,k}^{n+1} - \overline{F}_{x,i-1,j,k}^{n+1}) - \right. \\ & \left. \frac{\Delta t}{\Delta y} (\overline{F}_{y,i,j,k}^{n+1} - \overline{F}_{y,i,j-1,k}^{n+1}) - \right. \\ & \left. - \frac{\Delta t}{\Delta z} (\overline{F}_{z,i,j,k}^{n+1} - \overline{F}_{z,i,j,k-1}^{n+1}) + \Delta t \overline{H}_{i,j,k}^{n+1} \right\} \end{aligned}$$

где i, j, k – индексы пространственной сетки с шагами $\Delta x, \Delta y, \Delta z$, и n – временной индекс на временной сетке с шагом по времени Δt , \overline{F} и \overline{H} – значения F и H на этапе прогноза.

Для численного решения уравнений (3), (4), (6), (7) используется WENO версия схемы Ботта высокого порядка аппроксимации (Bott A., 1989; Bott A., 1992). Эта схема существенно положительна и в областях с постоянной скоростью переноса имеет 9-й порядок точности по времени и пространству на гладких решениях для конвективных членов и 2-й порядок для диффузионных. В областях, где скорость не постоянна, и в областях больших градиентов параметров порядок точности для конвективных членов несколько снижается.

Рассматривается прямоугольная расчетная область, покрытая сеткой с постоянными шагами $\Delta x, \Delta y, \Delta z$. Характерные значения $\Delta x, \Delta y, \Delta z$, используемые при моделировании конвективных облаков, составляют 100 – 200 м, значения Δt – 0,1 – 1 с.

Расчетная программа составляется на языке Фортран, пользовательский интерфейс – на языке Паскаль (Делфи).

3. Моделирование сухой конвективной струи

На настоящем этапе исследований проведена отладка гидротермодинамического блока. С целью проверки его работоспособности было выполнено моделирование эволюции восходящей конвективной струи в сухой атмосфере над нагретой областью. Микрофизические процессы, в том числе и конденсация водяного пара, не учитывались.

Состояние невозмущенной атмосферы характеризовалось следующим вертикальным распределением температуры: постоянный градиент $-9,35\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в слое $z = 0 \div 1\text{ км}$ и $-5,4\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ выше этого слоя. В области радиусом 1 км задавался перегрев подстилающей поверхности $\Delta T = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Турбулентное перемешивание моделировалось путем задания постоянного коэффициента кинематической турбулентной вязкости, равного $100\text{ м}^2/\text{с}$. Горизонтальный размер области решения выбран равным 4 км, вертикальный – 8 км.

На рис. 3 представлена полученная в результате расчетов эволюция во времени максимальной скорости в конвективной струе. Там же показана высота, на которой эта скорость достигается.

Из рисунка видно, что на начальной стадии, продолжающейся примерно 15 минут, идет процесс развития струи, когда скорость восходящего потока и высота подъема струи быстро растут. После этого процесс выходит на стационарный режим, когда максимальная скорость (примерно 19 м/с) и высота верхней кромки струи (примерно 3 км) практически постоянны. Рис. 4 иллюстрирует характер установившегося течения. Хорошо видна область нисходящего течения вблизи вершины струи.

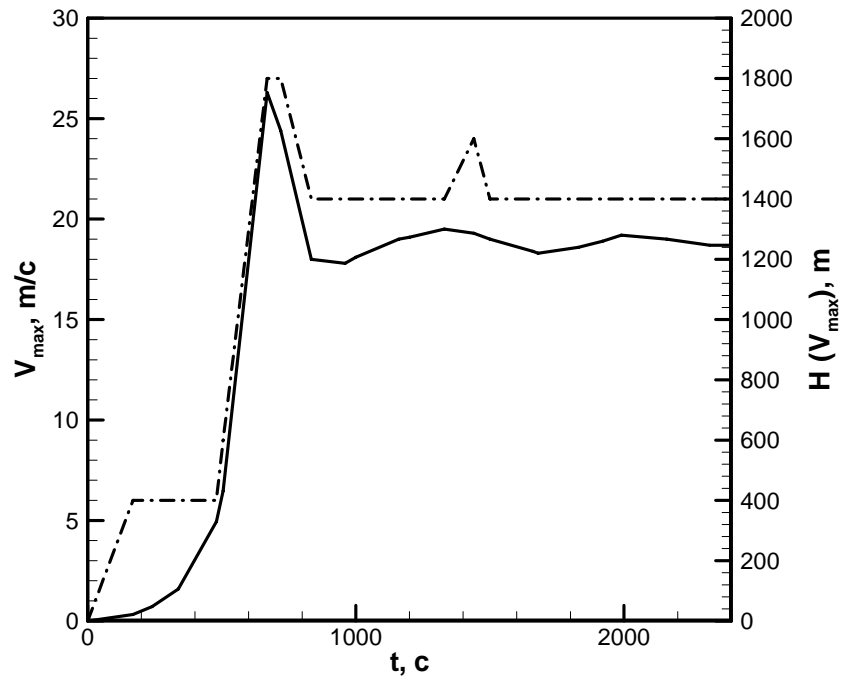


Рис. 3 – Изменение во времени максимальной скорости в струе (сплошная линия) и уровня высоты достижения максимума со временем

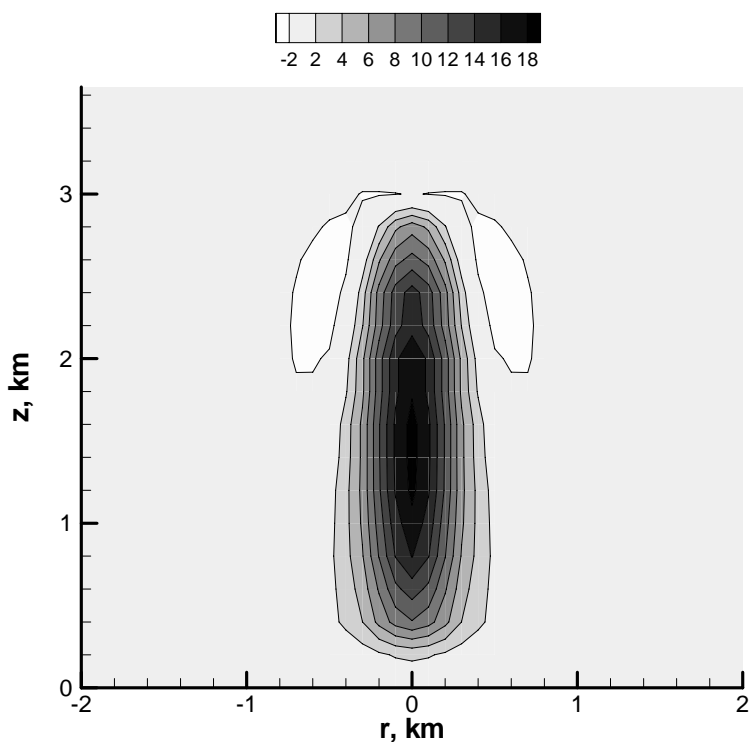


Рис. 4 – Поле вертикальной скорости (м/с) на момент времени 40 мин. r – горизонтальная координата, отсчитываемая от центра области решения.

Ранее для аналогичных условий был произведен расчет параметров сухой конвективной струи с помощью полутримерной модели, разработанной в ГУ «ГГО» [Ивлев, Довгалюк, Веремей, 2000]. Сравнение результатов расчетов, проведенных с помощью этой модели, и результатов, приведенных выше, дает хорошее совпадение. Значения максимума вертикальной скорости и момента времени, когда струя выходит на стационарный режим, рассчитанные с помощью двух моделей, достаточно близки. Отметим, что

полуторамерная модель прошла тестирование по экспериментальным данным. Получаемые с ее помощью результаты показали высокую оправдываемость и, следовательно, могут быть использованы для сравнения.

Таким образом, результаты расчетов показывают, что разработанная модель способна адекватно описывать конвективные движения в атмосфере.

Заключение

В статье представлено описание концепции разрабатываемой институтами Росгидромета кооперативной численной нестационарной трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака, позволяющей моделировать эволюцию облака как в естественных условиях, так и при АВ. Модель разрабатывается силами четырех институтов Росгидромета (ГУ «ГГО», ГУ «ЦАО», ГУ «ВГИ», ГУ «НПО «Тайфун»).

Разработка такой модели является актуальной как с фундаментальной, так и с прикладной точки зрения. Поскольку целый ряд процессов не может быть адекватно описан при пространственном осреднении физических величин по координатам (многие виды АВ, а также взаимодействие облака с полем ветра, мультитячейковые и суперячейковые облака, поля облаков, шквалы и смерчи), модель должна быть трехмерной. В нее следует включить описание всех основных облачных процессов, в том числе и электрических. Обязателен учет твердой фазы.

Концепция разработки данной модели включает разделение модели на блоки (модули). Каждый модуль содержит описание определенных физических процессов. Это позволяет каждому соисполнителю разрабатывать свои отдельные блоки. Представлена схема взаимосвязи между отдельными модулями. На первом этапе используется

параметризованный подход к описанию микрофизических процессов.

Разработан гидротермодинамический блок модели, в котором динамика воздушных потоков описывается с помощью полной системы уравнений Навье-Стокса. Микрофизические процессы в данной модели описываются в параметризованном приближении. Проведено осреднение системы уравнений. Выбраны численные методы ее решения.

Приведен тестовый пример расчета для случая сухой конвективной струи. Сравнение с полученными ранее по другой модели результатами показало хорошее совпадение.

Литература

1. Жмакин А.И., Фурсенко А.А. 1980. Об одной монотонной разностной схеме сквозного счета. // ЖВМиМФ, июль – август, 1980.
2. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е. Численное моделирование эволюции вулканического факела при отсутствии конденсации // Оптика атмосферы и океана, 2000, Т.13, N 6 – 7. – С.592 – 597.
3. Шметер С.М. 1987. Термодинамика и физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеиздат. – 287 с.
4. Bott A. 1989. A positive definite advection scheme obtained by nonlinear renormalization of the advective fluxes // Monthly Weather Review, v. 117, pp. 1006 – 1015.
5. Bott A. 1992. Monotone flux limitation in the area-preserving flux-form advection algorithm. // Monthly Weather Review, v. 120, pp. 2592-2602.
6. Favre A. 1969. Equations statistiques des gas turbulents // Проблемы гидродинамики и механики сплошной среды. – М.: Наука, 1969. – С. 483 – 511.
7. MacCormack R.W., 1969. The effect of viscosity in hypervelocity impact cratering. // AIAA paper 69-354, 1969.

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Морозов В.Н.

О ПАРАМЕТРИЗАЦИИ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЯХ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ

Введение

Численное моделирование процессов, протекающих в конвективных облаках, является важным направлением в изучении атмосферных процессов. Известно, что такие облака существенно нестационарны и опасны. Это затрудняет их натурные исследования. В связи с этим численное моделирование облачных процессов приобретает повышенное значение.

На сегодняшний день различными авторами создано большое количество моделей разной степени сложности [11, 18, 22, 26, 29]. В большинстве из них можно выделить два составных блока: макрофизический, описывающий процессы масштаба порядка $10^0 \div 10^4$ м, и микрофизический (менее 10^{-1} м). К первым процессам относятся конвективные потоки, перемещение в пространстве водяного пара, атмосферных ионов и облачных элементов (капель воды и ледяных частиц), в том числе, выпадение осадков; взаимодействие облака с фоновым ветром, вовлечение воздуха в конвективный поток из окружающей атмосферы, турбулентность, крупномасштабное разделение зарядов, формирование электрических полей и др. Ко вторым следует отнести конденсацию и сублимацию водяного пара на аэрозольных ядрах, замерзание и испарение капель, таяние и испарение ледяных частиц, гомогенное образование ледяных кристаллов, слияние облачных элементов между собой, их дробление, захват атмосферных

ионов облачными элементами, локальное перераспределение зарядов между ними и др.

Процессы разного пространственного масштаба и различного характера, происходящие в облаке и прилегающем пространстве, тесно связаны между собой. Модель облака, претендующая на полноту, должна включать рассмотрение всех этих процессов в комплексе.

По способу описания микрофизических процессов созданные к настоящему времени модели конвективных облаков можно условно подразделить на две категории: 1) модели с детальной микрофизикой, в которых функции распределения облачных элементов по размерам присутствуют в явном виде; 2) модели с параметризованной микрофизикой, в которых фигурируют только интегральные характеристики от функций распределения облачных элементов по размерам [20].

В настоящей статье сформулирован микрофизический блок, предназначенный для включения в различные модели, в которых реализована концепция параметризации микрофизических процессов в конвективном облаке. Данный блок сам по себе не имеет какой-либо пространственной привязки. В связи с этим он может быть включен в численную модель конвективного облака (или группы облаков) любой размерности и любой пространственной структуры, удовлетворяющей определенным требованиям.

1. Общие требования, предъявляемые к численной модели конвективного облака

Поскольку рассматриваемый микрофизический блок разработан авторами как универсальный (подходящий для подключения к моделям разной размерности), описание модели, к которой он подключается, выходит за рамки настоящей статьи. Однако необходимо сформулировать общие требования, предъявляемые к такой модели, необходимые для математически корректного подключения данного блока.

1. Описание пространственных характеристик процессов (геометрия пространства, координатная сетка, привязка к моделям большего пространственного масштаба и др.) полностью входит в макрофизический блок модели. Микрофизический же блок, напротив, полностью отделен от пространственных характеристик, что обеспечивает возможность его подключения к разным моделям.

2. При реализации численной схемы модели допускается корректное расщепление системы уравнений по процессам разного масштаба [8].

3. Полагается, что облако трехфазное. При этом вся влага, присутствующая в облаке и подоблачном слое, состоит из водяного пара, облачных капель (ОК), дождевых капель (ДК), облачных ледяных кристаллов (ОЛК) и ледяных частиц осадков (ЛЧО) [1]. Данное допущение основано на экспериментальных данных о спектрах облачных частиц и частиц осадков. Первые могут быть представлены в виде узкой функции распределения, тогда как функция распределения вторых имеет достаточно широкий спектр. Однако, счетная концентрация ДК и ЛЧО мала, поэтому внутрифракционные взаимодействия для них малы.

4. Полагается, что носителями электрического заряда в облаке являются облачные капли, дождевые капли, облачные ледяные кристаллы, ледяные частицы осадков и атмосферные ионы.

При выполнении указанных требований процесс подключения микрофизического блока к модели заключается в расчете источников и стоков массы и заряда субстанций с последующим подключением их к уравнениям баланса, содержащимся в макрофизическом блоке, на каждом шаге по времени.

2. Источники и стоки влаги

Приступим непосредственно к описанию блока, предназначенного для расчета характеристик микрофизических процессов.

Пар, вода и лед могут переходить из одной фракции в другую как в результате фазовых переходов влаги, так и вследствие механического взаимодействия частиц между собой. Процессы, сопровождаемые фазовыми переходами, вследствие как прямых, так и обратных связей, влияют на все параметры облака, поэтому в полной модели необходим учет источников и стоков различных субстанций в результате микрофизических процессов.

Рассмотрим предлагаемую авторами реализацию параметрического подхода. При описании микрофизических процессов, как и в [1], приняты следующие допущения: 1) рост массы ОК происходит за счет конденсации водяного пара; 2) рост массы ДК происходит как за счет автоконверсии ОК, так и за счет их коагуляции ДК с ОК; 3) образование и дальнейшее увеличение массы ОЛК имеет место вследствие сублимации водяного пара на льдообразующих ядрах, а также, при достаточно низких температурах, вследствие замерзания ОК; 4) образование ЛЧО происходит в результате сублимационного роста ОЛК, замерзания ДК, а также, перехода последних в лед при соударениях с ледяными частицами всех фракций; 5) рост массы ЛЧО происходит в результате их обзёрнения при коагуляции с ОК; 6) вторичным фактором, определяющим рост массы ДК, является таяние ЛЧО.

Правомочность приведенных выше допущений опирается на экспериментальные данные о микроструктуре облаков и осадков [3, 10, 12, 14]. Известно, что типичные спектры облачных частиц, как правило, узки по сравнению со спектрами частиц осадков, коэффициент коагуляции их между собой мал по сравнению со случаем межфракционных

взаимодействий; отсюда следует, что число взаимодействий между облачными частицами мало, хотя их концентрации и велики. Скорости падения этих частиц (порядка 10^{-2} м/с) пренебрежимо малы по сравнению с обычно наблюдаемыми в конвективном облаке скоростями воздушного потока (порядка $10^0 \div 10^1$ м/с). Спектры частиц осадков достаточно широкие, однако, концентрация их мала и, следовательно, число взаимодействий между частицами этой фракции также мало. Конечные скорости падения частиц осадков сравнимы со скоростями конвективных потоков. Ввиду сильного различия в размерах между частицами этих фракций (а значит, и в скоростях падения) число взаимодействий между ними будет велико (по сравнению с числом внутрифракционных взаимодействий). Отсюда следует возможность разбиения как жидкой, так и твердой фазы в облаке на две фракции: облачных частиц и осадков.

Рассмотрим источники-стоки массы субстанций. Все источниковые члены имеют размерность с^{-1} и имеют физический смысл приращения массы субстанции на единицу массу среды за единицу времени.

1. Источник-сток водяного пара:

$$F_v = -P_{\text{конд}} - P_{\text{субл}} + P_{\text{с,исп}} + P_{\text{г,исп}} + P_{\text{л,исп}} + P_{\text{л,исп,тающ}}$$

где $P_{\text{конд}}$ – интенсивность конденсации водяного пара; $P_{\text{с,исп}}$ – интенсивность испарения ОК; $P_{\text{г,исп}}$ – интенсивность испарения ДК; $P_{\text{л,исп,тающ}}$ – интенсивность испарения тающих ЛЧО; $P_{\text{л,исп}}$ – интенсивность испарения ЛЧО; $P_{\text{субл}}$ – интенсивность сублимации водяного пара на ЛЧО.

2. Источник-сток облачных капель:

$$F_c = P_{\text{конд}} - P_{\text{автоконв}} - P_{\text{коаг, с-г}} - P_{\text{с, исп}} - P_{\text{обзерн}} - P_{\text{замерз, с}} - P_{\text{перегон}}$$

где $P_{\text{автоконв}}$ – интенсивность автоконверсии; $P_{\text{коаг, с-г}}$ – интенсивность коагуляции ОК и ДК; $P_{\text{обзерн}}$ – интенсивность обзёрнения ЛЧО; $P_{\text{замерз, с}}$ – интенсивность гомогенного замерзания ОК; $P_{\text{перегон}}$ – интенсивность сублимации водяного пара на естественных льдообразующих ядрах при перегонке пара с ОК на ОЛК;

3. Источник-сток облачных ледяных кристаллов:

$$F_{ic} = P_{\text{замерз, с}} + P_{\text{перегон}} + P_{\text{Х.М.}} - P_{\text{коаг, г-ic, ic}} - P_{\text{рост, ic}}$$

где $P_{\text{Х.М.}}$ – интенсивность выброса ледяных частиц в результате действия механизма Халлетта-Моссопа, $P_{\text{коаг, г-ic, ic}}$ – интенсивность перехода ОЛК в ЛЧО при коагуляции ОЛК с ДК; $P_{\text{рост, ic}}$ – интенсивность перехода ОЛК в ЛЧО в результате сублимационного роста ОЛК;

4. Источник-сток дождевых капель:

$$F_r = P_{\text{автоконв}} + P_{\text{коаг, с-г}} - P_{\text{замерз, г}} + P_{\text{таян}} - P_{\text{г, исп}} - P_{\text{коаг, г-г}} - P_{\text{коаг, г-ic, г}}$$

где $P_{\text{замерз, г}}$ – интенсивность гетерогенного замерзания ДК; $P_{\text{таян}}$ – интенсивность таяния ЛЧО; $P_{\text{коаг, г-ic, г}}$ – интенсивность перехода ДК в ЛЧО при коагуляции ОЛК с ДК; $P_{\text{коаг, г-г}}$ – интенсивность коагуляции ЛЧО и ДК;

5. Источник-сток ледяных частиц осадков:

$$F_i = P_{\text{замерз,г}} + P_{\text{субл}} - P_{\text{таян}} - P_{i,\text{исп}} - P_{i\text{ таяющ,исп}} + P_{\text{обзерн}} - \\ - P_{\text{Х.М.}} + P_{\text{рост,ic}} + P_{\text{коаг, г-i}} + P_{\text{коаг, г-ic,г}} + P_{\text{коаг, г-ic,ic}}$$

3. Параметризация микрофизических процессов фазовых переходов и коагуляции

Выпишем подробные выражения для членов, входящих в источники-стоки субстанций: Полагаем, что ДК и ЛЧО распределены по размерам в соответствии с функцией распределения Маршалла-Пальмера, а ОК и ОЛК – монодисперсны.

$$P_{\text{конд}} = \begin{cases} \frac{Q_v - Q_{ws}}{\Delta t} \left(1 + \frac{L_v}{c_p} \frac{dQ_{ws}}{dT} \right)^{-1} & \text{при } Q_v > Q_{ws} \\ 0 & \text{при } Q_v \leq Q_{ws} \end{cases},$$

где Q_v – отношение смеси водяного пара; Q_{ws} – насыщающее значение Q_v над плоской поверхностью воды, определяемое в соответствии с [2]; Δt – шаг по времени; L_v – удельная теплота фазового перехода вода – пар; T – температура воздуха.

$$P_{\text{автоконв}} = K_1 \left(Q_c - \frac{K_2}{\rho_a} \right),$$

где – Q_c отношение смеси ОК; K_1 и K_2 – константы, значения которых могут варьироваться в зависимости от физико-географических условий [20]; ρ_a – плотность воздуха. Данное выражение выводится из кинетического уравнения

коагуляции. Коэффициент $K_2/\rho_a > 0$ принято называть порогом автоконверсии.

$$P_{\text{коаг, с-г}} = \frac{\pi}{4} Q_c N_{0r} \times \int_0^{\infty} E_{r,c} (1 - S_{r,c}) (D_r + D_c)^2 |V_r - V_c| \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r,$$

где Λ_r и N_{0r} – параметры функции распределения Маршалла-Пальмера для ДК; D_r и D_c – диаметры ДК и ОК соответственно; V_r и V_c – собственная скорость падения ДК и ОК соответственно; $E_{r,c}$ и $S_{r,c}$ – коэффициенты столкновения и неслияния соответственно для ОК и ДК. Значения данных коэффициентов, в общем случае, зависят от D_r и D_c , обобщение этих данных можно найти в [7, 12, 23].

$$P_{\text{замерз,г}} = \begin{cases} \frac{\pi^2}{36} \frac{\rho_{\text{wat}}}{\rho_a} J_n(T) N_{0r} \int_0^{\infty} D_r^6 \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r & \text{при } T \leq T^{**}, \\ 0 & \text{при } T > T^{**} \end{cases},$$

где J_n – скорость нуклеации льда, экспоненциально зависящая от температуры, ρ_{wat} – плотность воды, T^{**} – пороговая температура замерзания, величина которой варьируется в зависимости от условий [13].

$$P_{\text{субл}} = \begin{cases} \frac{N_{0i}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{is} - 1)}{L_s^2/(k_a R_v T^2) + 1/(\rho_a Q_{is} D_v)} \times \\ \times \int_0^{\infty} D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i \text{ при } Q_v > Q_{ws}, \\ 0 \text{ при } Q_v \leq Q_{ws} \end{cases}$$

где D_i – диаметр ЛЧО; Λ_i и N_{0i} – параметры функции распределения Маршалла-Пальмера для ЛЧО; Q_{is} – насыщающее значение Q_v над плоской поверхностью льда; $C_{vi}(D_i)$ – коэффициент вентиляции для ЛЧО, зависящий от числа Рейнольдса; L_s – удельная теплота фазового перехода лед – пар; R_v – газовая постоянная водяного пара; D_v – коэффициент диффузии водяного пара; k_a – коэффициент теплопроводности воздуха.

$$P_{\text{таян}} = \begin{cases} \frac{N_{0i}}{\rho_a} \frac{2\pi k_a (T - T^*)}{L_f} \times \\ \times \int_0^{\infty} D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i \text{ при } T > 0^\circ C, \\ 0 \text{ при } T \leq 0^\circ C \end{cases}$$

где $T^* = 0^\circ C$; L_f – удельная теплота фазового перехода лед – вода.

$$P_{c,исп} = \begin{cases} -\frac{Q_v - Q_{ws}}{\Delta t} \left(1 + \frac{L_v}{c_p} \frac{dQ_{ws}}{dT} \right)^{-1} & \text{при } Q_v < Q_{ws} \\ 0 & \text{при } Q_v \geq Q_{ws} \end{cases}$$

$$P_{r,исп} = \begin{cases} -\frac{N_{0r}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{ws} - 1)}{L_v^2/(k_a R_v T^2) + 1/(\rho_a Q_{ws} D_v)} \times \\ \times \int_0^\infty D_r C_{vr}(D_r) \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r & \text{при } Q_v > Q_{ws} \\ 0 & \text{при } Q_v \leq Q_{ws} \end{cases}$$

где $C_{vi}(D_i)$ – коэффициент вентиляции для ДК, зависящий от числа Рейнольдса.

$$P_{i,исп} = \begin{cases} -\frac{N_{0i}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{is} - 1)}{L_s^2/(k_a R_v T^2) + 1/(\rho_a Q_{is} D_v)} \times \\ \times \int_0^\infty D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i & \text{при } Q_v < Q_{is} \\ 0 & \text{при } Q_v \geq Q_{is} \end{cases}$$

$$P_{i \text{ тающ, исп}} = \begin{cases} -\frac{N_{0i}}{\rho_a} \frac{2\pi(Q_v/Q_{ws} - 1)}{L_v^2 / (k_a R_v T^2) + 1 / (\rho_a Q_{ws} D_v)} \times \\ \times \int_0^\infty D_i C_{vi}(D_i) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i \text{ при } Q_v < Q_{ws} \\ 0 \text{ при } Q_v \geq Q_{ws} \end{cases}$$

$$P_{\text{обзерн}} = \frac{\pi}{4} Q_c N_{0i} \times \\ \times \int_0^\infty E_{i,c} (1 - S_{i,c}) (D_i + D_c)^2 |V_i - V_c| \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i,$$

где V_i – собственная скорость падения ЛЧО; $E_{i,c}$ и $S_{i,c}$ – коэффициенты столкновения и неслияния соответственно для ОК и ЛЧО.

$$P_{\text{замерз,с}} = \begin{cases} K_{fc} Q_c \text{ при } T \leq T^{***} \\ 0 \text{ при } T > T^{***} \end{cases},$$

где T^{***} – пороговая температура, зависящая от конкретных условий (характерное значение T^{***} составляет порядка – 40°C), K_{fc} – коэффициент пропорциональности.

$$P_{\text{перегон}} = \frac{N_{\text{ЛОЯ}}}{\rho_a} am_{\text{ЛОЯ}}^b,$$

где $N_{\text{лоя}}$ и $m_{\text{лоя}}$ – счетная концентрация и масса льдообразующих ядер соответственно, a и b – эмпирические коэффициенты [16, 21].

$$P_{\text{Х.М.}} = P_{\text{обзерн}} p_{\text{spl}} N_c^* \frac{\pi}{6} D_c^{*3} \frac{\rho_{\text{ice}}}{\rho_a},$$

где ρ_{ice} – плотность льда; p_{spl} – вероятность выброса сплинтера при столкновении ОК и ЛЧО (определяется эмпирически, ее характерное значение – десятые доли процента); N_c^* и D_c^* – концентрация и средний диаметр соответственно тех ОК, размер которых превышает некое критическое значение. Здесь, в виде исключения, при расчете N_c^* и D_c^* для распределения ОК по размерам используется функция Хргиана-Мазина. В остальных выражениях, напомним, предполагается монодисперсное распределение.

$$P_{\text{рост,ic}} = Q_{\text{ic}}^{100 \text{ мкм}} \frac{6}{\pi D_*^3} a_1 \left(\frac{\pi}{6} \rho_{\text{ice}} D_*^3 \right)^{a_2} + \frac{Q_{\text{ic}}^{100 \text{ мкм}}}{\Delta t},$$

где $Q_{\text{ic}}^{100 \text{ мкм}}$ – отношение смеси ОЛК, достигших диаметра $D_* = 100 \text{ мкм}$, a_1 и a_2 - некоторые коэффициенты.

$$P_{\text{коаг, г-и}} = N_{\text{oi}} N_{\text{or}} \frac{\pi}{6} \rho_{\text{wat}} \times \int_0^\infty \int_0^\infty (D_r + D_i)^2 |V_r - V_i| D_r^3 \times \exp(-\Lambda_r D_r) \exp(-\Lambda_i D_i) dD_r dD_i,$$

$$P_{\text{коаг, г-ic, ic}} = \frac{\pi}{4} Q_{\text{ic}} N_{0\text{r}} \times \int_0^{\infty} E_{\text{r, ic}} (1 - S_{\text{r, ic}}) (D_{\text{r}} + D_{\text{ic}})^2 |V_{\text{r}} - V_{\text{ic}}| \exp(-\Lambda_{\text{r}} D_{\text{r}}) dD_{\text{r}}$$

где D_{ic} – диаметр ОЛК; и V_{ic} – собственная скорость падения ОЛК; $E_{\text{r, ic}}$ и $S_{\text{r, ic}}$ – коэффициенты столкновения и неслияния соответственно для ОЛК и ДК. Значения данных коэффициентов, в общем случае, зависят от D_{r} и D_{ic} .

$$P_{\text{коаг, г-ic, r}} = \frac{\pi}{6} \frac{\rho_{\text{wat}}}{\rho_{\text{a}}} N_{0\text{r}} \times \int_0^{\infty} P(D_{\text{r}}) D_{\text{r}}^3 \exp(-\Lambda_{\text{r}} D_{\text{r}}) dD_{\text{r}}$$

где $P(D_{\text{r}})$ – количество столкновений отдельно взятой ДК диаметра D_{r} с ледяными кристаллами за единицу времени:

$$P(D_{\text{r}}) = \frac{\pi}{4} (D_{\text{r}} + D_{\text{ic}})^2 \times E_{\text{r, ic}} (1 - S_{\text{r, ic}}) |V_{\text{r}} - V_{\text{ic}}| N_{\text{ic}}$$

3. Источники и стоки электрического заряда

На данный момент отсутствует полное и строгое теоретическое описание наиболее мощных механизмов электризации конвективного облака, что объясняется, во-первых, многообразием условий протекания электрических процессов, а во-вторых, наличием тесной взаимосвязи между разными механизмами. Эмпирические данные о многих процессах электризации облачных элементов, полученные

разными авторами, чрезвычайно неоднозначны и противоречивы как в количественном, так и в качественном плане [9]. По этой причине на данном этапе при описании процессов генерации и разделения нескомпенсированных объемных электрических зарядов неизбежна идеализация.

В настоящей работе учтены следующие механизмы электризации:

1. Диффузионный – зарядение ОК, ОЛК, ДК и ЛЧО вследствие диффузии к этим частицам атмосферных ионов.

2. Индукционный – зарядение ОК, ОЛК, ДК и ЛЧО при селективном захвате атмосферных ионов указанными частицами, поляризованными во внешнем электрическом поле.

3. Сложение зарядов взаимодействующих частиц разных типов при их коагуляции.

4. Изменение количества заряда, переносимого частицами того или иного сорта, при их взаимных превращениях в процессе фазовых переходов.

5. Разделение заряда при упругом взаимодействии ДК и ОК, поляризованных во внешнем электрическом поле.

6. Разделение заряда при выбросе вторичных ОЛК в процессе обзрения кристаллических осадков.

7. Разделение заряда при упругом взаимодействии ЛЧО и ОЛК.

Детальный анализ сравнительной роли этих и других механизмов в процессе электризации конвективного облака приведен в [1].

Рассмотрим источники-стоки заряда субстанций. Все источниковые члены имеют размерность $\text{Кл} \cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ и имеют физический смысл приращения заряда субстанции в единице объема среды за единицу времени.

1. Источник-сток концентрации отрицательных и положительных ионов:

$$\begin{aligned}
 S_n &= \frac{1}{e} \left[-G_{с,диф,n} - G_{ис,диф,n} - G_{г,диф,n} - G_{i,диф,n} - \right. \\
 &\quad \left. G_{с,инд,n} - G_{ис,инд,n} - G_{г,инд,n} - G_{i,инд,n} \right] + \\
 &\quad \frac{1}{e} \left[-\min(0, G_{с,исп}) - \min(0, G_{г,исп}) - \min(0, G_{i,исп}) \right] \\
 S_p &= \frac{1}{e} \left[-G_{с,диф,p} - G_{ис,диф,p} - G_{г,диф,p} - G_{i,диф,p} \right. \\
 &\quad \left. - G_{с,инд,p} - G_{ис,инд,p} - G_{г,инд,p} - G_{i,инд,p} \right] + \\
 &\quad \frac{1}{e} \left[\max(0, G_{с,исп}) + \max(0, G_{г,исп}) + \max(0, G_{i,исп}) \right]
 \end{aligned}$$

где $G_{с,диф,n}$ и $G_{с,диф,p}$ – интенсивность диффузионного заряжения ОК (здесь и далее индекс n или p означает зарядение отрицательными или положительными ионами соответственно); $G_{ис,диф,n}$ и $G_{ис,диф,p}$ – интенсивность диффузионного заряжения ОЛК; $G_{г,диф,n}$ и $G_{г,диф,p}$ – интенсивность диффузионного заряжения ДК; $G_{i,диф,n}$ и $G_{i,диф,p}$ – интенсивность диффузионного заряжения ЛЧО; $G_{с,инд,n}$ и $G_{с,инд,p}$ – интенсивность индукционного заряжения ОК; $G_{ис,инд,n}$ и $G_{ис,инд,p}$ – интенсивность индукционного заряжения ОЛК; $G_{г,инд,n}$ и $G_{г,инд,p}$ – интенсивность индукционного заряжения ДК; $G_{i,инд,n}$ и $G_{i,инд,p}$ – интенсивность индукционного заряжения ЛЧО; $G_{с,исп}$, $G_{г,исп}$, $G_{i,исп}$ – интенсивность перехода заряда испаряющихся ОК, ДК и ЛЧО соответственно в атмосферные ионы; e – элементарный электрический заряд.

2. Источник-сток объемной плотности заряда облачных капель:

$$S_c = G_{с,диф,р} + G_{с,инд,р} - G_{с,диф,н} - G_{с,инд,н} - \\ - G_{столк,с-г} - G_{столк,с-і} - G_{автоконв} - \\ - G_{коаг,с-г} - G_{обзерн} - G_{замерз,с} - G_{с,испар}$$

где $G_{столк,с-г}$ – интенсивность разделения зарядов при упругом столкновении ОК и ДК; $G_{столк,с-і}$ – интенсивность разделения зарядов при упругом столкновении ОК и ЛЧО; $G_{автоконв}$ – интенсивность перехода заряда ОК в заряд ДК при автоконверсии, $G_{коаг,с-г}$ – интенсивность перехода заряда ОК в заряд ДК при их коагуляции, $G_{обзерн}$ – интенсивность перехода заряда ОК в заряд ЛЧО при обзёрнении, $G_{замерз,с}$ – интенсивность перехода заряда ОК в заряд ОЛК при гомогенном замерзании ОК.

3. Источник-сток объемной плотности заряда облачных ледяных кристаллов:

$$S_{ic} = G_{ic,диф,р} + G_{ic,инд,р} - G_{ic,диф,н} - G_{ic,инд,н} + \\ + G_{замерз,с} - G_{рост,ic} - G_{коаг,г-ic,ic} + G_{Х.М.} - G_{столк,ic-і}$$

где $G_{рост,ic}$ – интенсивность перехода заряда ОЛК в заряд ЛЧО в результате сублимационного роста, $G_{коаг,г-ic,ic}$ – интенсивность перехода заряда ОЛК в заряд ЛЧО при коагуляции ОЛК с ДК, $G_{Х.М.}$ – интенсивность электризации в процессе механизма Халлетта-Моссопа, $G_{столк,ic-і}$ – интенсивность разделения зарядов при упругом столкновении ОЛК и ЛЧО.

4. Источник-сток объемной плотности заряда дождевых капель:

$$S_r = G_{r,диф,p} + G_{r,инд,p} - G_{r,диф,n} - G_{r,инд,n} + \\ + G_{столк,c-g} + G_{автоковн} + G_{коаг,c-g} - G_{замерз,g} + G_{таян,i} - \\ - G_{коаг,r-ic,g} - G_{коаг,r-i} - G_{r,испар}$$

где $G_{замерз,g}$ – интенсивность перехода заряда ДК в заряд ЛЧО при гетерогенном замерзании ДК, $G_{таян,i}$ – интенсивность перехода заряда ЛЧО в заряд ДК при таянии ЛЧО, $G_{коаг,r-ic,g}$ – интенсивность перехода заряда ДК в заряд ЛЧО при коагуляции ОЛК с ДК; $G_{коаг,r-i}$ – интенсивность перехода заряда ДК в заряд ЛЧО при их коагуляции с последующим замерзанием воды.

5. Источник-сток объемной плотности заряда ледяных частиц осадков:

$$S_i = G_{i,диф,p} + G_{i,инд,p} - G_{i,диф,n} - G_{i,инд,n} + \\ + G_{столк,c-i} + G_{столк,ic-i} + G_{замерз,g} - G_{таян,i} + G_{обзерн} + G_{рост,ic} + \\ + G_{коаг,r-ic,g} + G_{коаг,r-ic,ic} + G_{коаг,r-i} - G_{i,испар} - G_{Х.М.}$$

5. Параметризация микрофизических процессов генерации и разделения зарядов

В разрабатываемой модели важно провести обобщение параметризации основных процессов электризации. Ранее рядом авторов [1, 23] при разработке численных моделей грозовых облаков рассматривались отдельные аспекты данной задачи. В настоящей работе сделана попытка обобщить все основные электрические процессы в параметризованном виде.

Выпишем подробные выражения для членов, входящих в источники-стоки заряда. Предполагаем, что функция

распределения частиц каждого сорта по зарядам является монодисперсной; средний заряд каждой частицы равен отношению объемной плотности заряда, переносимого частицами данного сорта, к их счетной концентрации.

Диффузионный механизм. Данный механизм обеспечивает зарядение частицы в результате диффузии к ней атмосферных ионов. Если предположить, что поле частиц является чисто кулоновским, а также пренебречь их электрическим взаимодействием между собой, то интенсивность диффузионной электризации (на примере ОК и отрицательных ионов) можно описать следующим выражением:

$$G_{с,диф,н} = \frac{4\pi e \mu_n q_c N_c N_n}{\exp[-2e q_c / (D_c kT)] - 1},$$

где N_n и μ_n – концентрация и подвижность отрицательных и положительных ионов соответственно, k – постоянная Больцмана, N_c – счетная концентрация ОК, q_c – заряд единичной ОК.

Значения $G_{ис,диф,н}$, $G_{г,диф,н}$, $G_{i,диф,н}$, $G_{с,диф,р}$, $G_{ис,диф,р}$, $G_{г,диф,р}$, $G_{i,диф,р}$ рассчитываются по аналогичным формулам с подстановкой концентрации и подвижности ионов соответствующего знака, а также характеристик частиц соответствующего сорта. Для ДК и ЛЧО, распределение которых по размерам не является монодисперсным, подставляются средние значения диаметра $\bar{D}_г$ и \bar{D}_i , определяемые по формулам:

$$\bar{D}_r = \left(\int_0^{\infty} D_r^3 \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r / \int_0^{\infty} \exp(-\Lambda_r D_r) dD_r \right)^{-3}$$

$$\bar{D}_i = \left(\int_0^{\infty} D_i^3 \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i / \int_0^{\infty} \exp(-\Lambda_i D_i) dD_i \right)^{-3}$$

Индукционный механизм. Данный механизм состоит в захвате ионов частицами, поляризованными во внешнем поле. Его интенсивность (на примере ОК и отрицательных ионов) можно описать следующим выражением:

$$G_{с,инд,n} = J_{n,c}(V_c, D_c, \mathbf{E}, \mu_n, N_n) e N_c,$$

где \mathbf{E} – вектор напряженности внешнего электрического поля, которое поляризует ОК, $J_{n,c}$ – поток отрицательных ионов на единичную ОК, зависящий от напряженности электрического поля, размера и скорости седиментации частицы, счетной концентрации и подвижности ионов. Явные выражения для расчета $J_{n,c}$ приведены в [15].

Для других частиц используются аналогичные выражения с подстановкой концентрации и подвижности ионов соответствующего знака, а также характеристик частиц соответствующего сорта. Для ДК и ЛЧО по-прежнему подставляются средние значения диаметра \bar{D}_r и \bar{D}_i .

Электризация при обзержении. Известно, что намерзание переохлажденных ОК на ЛЧО может сопровождаться выбросом вторичных ледяных кристаллов (механизм Халлетта – Моссоба), уносящих из системы часть заряда; при этом равная по величине, но противоположная по знаку часть заряда остается на ЛЧО. Интенсивность заряжения в ходе данного процесса рассчитывается по следующей формуле [5]:

$$G_{\text{Х.М.}} = \frac{P_{\text{обзери}}}{Q_c} p_{\text{спл}} N_c^* \psi D_c^{2,4},$$

где $\psi = 0,9 \cdot 10^{-5}$ Кл·м^{-2,4} – коэффициент, выведенный в работе [5] в результате обобщения экспериментальных данных, полученных разными авторами.

Электризация при соударении частиц и их последующем разлете. Интенсивность разделения заряда при взаимодействии ОК и ДК описывается следующим выражением [15, 30]:

$$G_{\text{столк,с-г}} = N_r N_c |V_r - V_c| \frac{\pi}{4} (\bar{D}_r + D_c)^2 E_{r,c} S_{r,c} \times \\ \times \left[-\gamma_1 D_c^2 \cos \alpha_1 E_z \operatorname{sgn} E_z + \frac{q_c - \gamma_2 q_r (D_c / \bar{D}_r)^2}{1 + \gamma_2 (D_c / \bar{D}_r)^2} \right],$$

где $\gamma_1 = 1,23$; $\gamma_2 = 1,64$ (в первом приближении рассматриваются как константы, в общем случае являются функциями размеров сталкивающихся частиц); $\cos \alpha_1 = 0,666$ – среднее значение косинуса угла, определяющего местоположение ОК относительно ДК. При этом предполагается, что время релаксации заряда при контакте ОК и ДК много меньше характерного времени самого контакта.

Выражение для $G_{\text{столк,с-г}}$ записывается аналогичным образом с подстановкой параметров ЛЧО вместо ДК. Единственное замечание состоит в том, что этот процесс имеет место в области положительных температур, когда градины тают и покрываются ледяной пленкой. В первом приближении считается, что они при столкновениях ведут себя как обычные ДК, что дает возможность воспользоваться аналогичной формулой.

Наименее изучена, а потому представляет наибольший интерес проблема расчета $G_{\text{столк,ic-i}}$. Выражение для $G_{\text{столк,ic-i}}$ имеет следующий общий вид [29]:

$$G_{\text{столк,ic-i}} = N_i N_{\text{ic}} |V_i - V_{\text{ic}}| \frac{\pi}{4} (\bar{D}_i + D_{\text{ic}})^2 E_{i,\text{ic}} S_{i,\text{ic}} \delta q_{i,\text{ic}},$$

где $\delta q_{i,\text{ic}}$ – средний электрический заряд, переносимый от ОЛК к ЛЧО при одном столкновении с отскоком, $E_{i,\text{ic}}$ и $S_{i,\text{ic}}$ – коэффициенты столкновения и неслияния соответственно для ОЛК и ЛЧО (для указанных типов частиц в данной модели полагается $S_{i,\text{ic}} = 1$). В контексте собственно процессов электризации, основную проблему представляет расчет $\delta q_{i,\text{ic}}$.

В настоящей работе индукционный механизм обмена зарядами при столкновении частиц во внешнем электрическом поле не учитывается. Учет этого механизма проводился в работах [2, 9]. Далее рассматривается механизм электризации, обусловленный физико-химическими различиями сталкивающихся частиц.

Основные результаты исследований в данном направлении были получены в лабораторных условиях [4, 6, 19, 24, 25, 27, 28]. В работах [17, 19, 25] параметризация $\delta q_{i,\text{ic}}$ проводилась на основе обработки экспериментальных данных в следующем виде:

$$\delta q_{i,\text{ic}} = k D_{\text{ic}}^m |V_i - V_{\text{ic}}|^n (Q_w - Q_{w\text{крит}}) f(T),$$

где $k = 7,3 \cdot 10^{-14}$ – безразмерный коэффициент, m и n – целые числа (в работе [17] для них выбирались значения: $m = 4$, $n = 3$), Q_w – суммарная водность, $Q_{w\text{крит}} \approx 0,1 \text{ г/м}^3$ –

критическое значение Q_w , ниже которой знак передаваемого заряда меняется на противоположный,

$$f(T) = a_3(T - 273)^3 - a_2(T - 273)^2 - a_1(T - 273) + a_0$$

полиномиальная функция от температуры с коэффициентами $a_3 = -1,7 \cdot 10^{-5}$, $a_2 = 3,0 \cdot 10^{-3}$, $a_1 = -5,0 \cdot 10^{-2}$, $a_0 = 0,13$ [17]. Значение D_{ic} при указанных коэффициентах должно быть выражено в миллиметрах.

Расчет функции $f(T)$ дает температуру изменения знака заряжения при $T = -21,5^\circ C$. Таким образом, знак $\delta q_{i,ic}$ зависит от водности и температуры.

Более подробная параметризация $\delta q_{i,ic}$ была проведена на основе экспериментальных данных в работах [25, 27]. Выражение для $\delta q_{i,ic}$ записывалось в виде:

$$\delta q_{i,ic} = a_1 D_{ic}^{a_2} |V_i - V_{ic}|^{a_3} \delta q_{i,ic}^*$$

где a_1, a_2, a_3 – коэффициенты, зависящие от D_{ic} .

Величина $\delta q_{i,ic}^*$ зависит от эффективной водности, определяемой соотношением

$$Q_{w \text{эфф}} = E_{i,ic} (1 - S_{i,ic}) Q_w,$$

которая, в свою очередь, является функцией температуры.

Наряду с этим существует параметризация, основанная на работе [28], в которой дается следующая зависимость $\delta q_{i,ic}(T, Q_w)$ для ОЛК с диаметрами от 10 до 100 мкм.

$$\delta q_{i,ic} = \begin{cases} \delta q'_{i,ic} & \text{при } T > T_{\text{крит}} \\ -\delta q''_{i,ic} & \text{при } T < T_{\text{крит}} \end{cases},$$

где $\delta q'_{i,ic}$, $\delta q''_{i,ic}$, $T_{\text{крит}}$ подбираются на основании экспериментальных данных [18, 26, 28].

Переход заряда от одних носителей к другим. Переход вещества из одной фракции в другую сопровождается переходом заряда. Так, заряд ОК при автоконверсии и коагуляции переходит в заряд ДК; заряд ДК при их замерзании переходит в заряд ЛЧО, и т.д. Предположим для простоты, что заряд равномерно распределен по массе влаги. Тогда интенсивность перехода заряда можно связать с интенсивностью соответствующих микрофизических процессов следующими простыми выражениями:

$$\begin{aligned}
G_{с,исп} &= \frac{(P_{с,исп} + P_{перегон})}{Q_c} \tau_c; & G_{г,исп} &= \frac{P_{г,исп}}{Q_g} \tau_g; \\
G_{i,исп} &= \frac{(P_{i,исп} + P_{i\ тающ,исп})}{Q_i} \tau_i; & G_{автоковн} &= \frac{P_{автоковн}}{Q_c} \tau_c; \\
G_{коаг,с-г} &= \frac{P_{коаг,с-г}}{Q_c} \tau_c; & G_{обзерн} &= \frac{P_{обзерн}}{Q_c} \tau_c; \\
G_{замерз,с} &= \frac{P_{замерз,с}}{Q_c} \tau_c; & G_{рост,ic} &= \frac{P_{рост,ic}}{Q_{ic}} \tau_{ic}; \\
G_{коаг,г-ic,ic} &= \frac{P_{рост,ic}}{Q_{ic}} \tau_{ic}; & G_{коаг,г-ic,г} &= \frac{P_{коаг,г-ic,г}}{Q_g} \tau_g; \\
G_{замерз,г} &= \frac{P_{замерз,г}}{Q_g} \tau_g; & G_{таян,i} &= \frac{P_{таян,i}}{Q_g} \tau_g; \\
G_{коаг,г-i} &= \frac{P_{коаг,г-i}}{Q_g} \tau_g.
\end{aligned}$$

Здесь τ_c , τ_{ic} , τ_g , τ_i – объемная плотность заряда ОК, ОЛК, ДК и ЛЧО соответственно.

6. Пример реализации микрофизического блока в конкретной модели

Сформулированный выше микрофизический блок был подключен к простой численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака. Макрофизический блок этой модели, содержащий уравнения переноса субстанций, описан в [2].

Реализация указанной модели с разработанным микрофизическим блоком показала, что данный блок дает возможность достаточно полного описания микрофизических

процессов при сравнительной простоте и высокой скорости расчетов, что является его несомненным преимуществом.

В результате реализации указанной модели получены следующие результаты:

Наиболее важную роль в процессе генерации нескомпенсированных объемных зарядов в облаке играет процесс разделения зарядов при соударениях и отскоках дождевых и облачных капель, при обзёрнении кристаллических осадков (размножение твердой фазы) и при столкновениях ЛЧО и ОЛК. Ионные механизмы не играют существенной роли в формировании реально наблюдаемых в Св электрических зарядов и полей, хотя на ранних стадиях развития облака они вносят заметные поправки. При этом учет дополнительных источников ионизации (коронный разряд [13]) повышает роль ионных механизмов.

Электрическая структура конвективного облака на разных стадиях его развития, получаемая по модельным расчетам, соответствует наблюдаемым данным: на стадии Сu him облако в целом заряжено униполярно и отрицательно; на стадии Сu med – Сu cong оно приобретает двухполюсную структуру с положительным зарядом наверху, на стадии Св образуется трехполюсная структура с положительным зарядом сверху и внизу и отрицательным в середине облака.

В настоящее время ведутся работы по подключению данного блока к трехмерной модели электризации конвективного облака.

Заключение

Построенная система параметрических выражений для расчета источников и стоков влаги и электрического заряда в конвективном облаке в определенном смысле образует универсальный микрофизический блок, который может быть подключен к различным численным моделям конвективного облака. Для возможности такого подключения численная

модель облака должна удовлетворять ряду требований: корректное расщепление системы уравнений по процессам разного пространственного масштаба; разделение влаги на облачные частицы и частицы осадков; описание всех пространственных характеристик в основной части модели (за пределами микрофизического блока).

Вместе с тем взаимосвязь микроструктурных и электрических процессов проявляется не только в зависимости и тех и других процессов от размера и фазового состояния частиц, но и от их заряда. В общем случае при описании диффузионных механизмов роста массы и заряда частиц в будущем следует учесть влияние величины и знака заряда на поверхностное натяжение, а следовательно на рост и замерзание капель. Необходимо ввести учет влияния заряда на коагуляцию частиц и перераспределение заряда между частицами при их разлете, исследовать явление левитации разных частиц. Оценить вклад разбрызгивания крупных капель в формирование осадков и зарядение капель, влияние выброса микрокапель при замерзании крупных капель на указанные процессы.

Необходимо продолжить исследования роли электронных процессов на поверхности ядер нуклеации в фазовых переходах пар – лед на основе последних достижений в области физики поверхностных явлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 04-05-64782).

Литература

1. Баранов В.Г. Особенности формирования электрической структуры конвективного грозового облака по данным численной нестационарной модели. Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. – Л., 1990. – 14 с.
2. Баранов В.Г., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгалюк Ю.А. Численная нестационарная модель электризации конвективного облака, содержащего твердые

- аэрозольные частицы // Вестник СПбГУ. Серия 4: физика, химия, 1997. Вып. 3. N 18. С. 23 – 30.
3. Волощук В.М., Седунов Ю.С. Процессы коагуляции в дисперсных системах. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 320 с.
 4. Имянитов И.М., Климин Н.Н., Дьяконова И.Н. Моделирование процессов контактной электризации облаков в камерах туманов // Изв. АН СССР, ФАО, 1988, т.24, №6, с. 630 – 638.
 5. Кашлева Л.В. Взаимосвязь электрических и других метеорологических параметров грозового облака. Автореф. дис. канд. физ.-мат. наук. – Л.: 1987. – 14 с.
 6. Климин Н.Н. Механизм передачи заряда при взаимодействии ледяных частиц / В сб. «Вопросы атмосферного электричества», с. 127 – 238. – Л.: Гидрометеиздат, 1990.
 7. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака: строение и физика образования. – Л. Гидрометеиздат, 1983. – 278 с.
 8. Марчук Г.И. Численные методы в прогнозе погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 353 с.
 9. Мучник В.М., Фишман Б.Е. Электризация грубодисперсных аэрозолей в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 207 с.
 10. Неизвестный А.И. Аппроксимационные формулы для расчета коэффициента захвата облачных капель // Изв. АН СССР, ФАО, 1982. Т.18, N 3. – С.317 – 319.
 11. Пачин В.А. Предварительные результаты численных экспериментов по моделированию электризации конвективных облаков // Тр. НИЦДЗА (филиал ГГО), 2002. Вып. 4 (552), с. 55 – 65.
 12. Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 230 с.
 13. Степаненко В.Д., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Пономарев Ю.Ф., Першина Т.А. Исследование влияния электрических разрядов на

фазовые и микроструктурные преобразования воды в облаках // *Метеорология и гидрология*, 2002. №3. С. 39 – 49.

14. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л. Гидрометеиздат, 1964. – 351 с.
15. Chiu C.S. Numerical Study of Cloud Electrification in an Axisymmetric Time-Dependent Cloud Model // *J.Geoph.Res.*, 1978. V.83, No.C10. – P.5025 – 5049.
16. Fletcher N.H. The Physics of Rainclouds. – Cambridge: Cambridge University Press, 1962. – 386 pp.x5. Bigg E.K. The Supercooling of Water // *Proc. Phys. Soc. London*, 1953. No.B66. – P. 688 – 694.
17. Gardiner B., Lamb D., Pitter R.L., Hallett J. Measurements of Initial Potential Gradient and Particles Charges in a Montana Summer Thunderstorm // *J. Geophys. Res.*, 1985. Vol. 90. No. D4. Pp. 6079 – 6086.
18. Heldson J.H., Wojeik W.A., Farley R.D. An examination of thunderstorm charging mechanisms using a two-dimensional storm electrification model // *J. Geophys. Res.*, 2001. Vol. 106, No. 1. Pp. 1165 – 1192.
19. Jayaratne E.R., Saunders C.P.R., Hallett J. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interaction // *Quart. J.R. Met. Soc.*, 1983, Vol. 1, No. 461, pp. 609 – 630.
20. Kessler E. On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations // *Meteorological Monographs*, 1969. V.10, No.32. – 84 pp.
21. Koenig L.R. Numerical Modeling of Ice Deposition // *J.Atm.Sci.*, 1971. V.28, No.2. – P.226 – 237.
22. Mansell E.R., MacGorman E.R., Straka I.M., Ziegler C.L. Recent results from thunderstorm electrification modeling / *Proc. 12-th Int. Conf. On Atm. Electr., Versailles, France*. 2003. P. 119 – 122.

23. Pruppacher H.R., Klett J.D. *Microphysics of Clouds and Precipitations*. – D.Reidel Publishing Company, 1978. – 714 pp.
24. Saunders C.P.R., Bax-Norman H., Avila E.E. Laboratory studies of effect of cloud conditions on charge transfer in thunderstorm electrification / *Proc. 12-th Int. Conf. On Atm. Electr., Versailles, France. 2003*. P. 111 – 114.
25. Saunders C.P.R., Keith W.D., Mitzeva R.P. The effect of liquid water on thunderstorm charging // *J. Geophys. Res.*, 1991. Vol. 96, No. D6, pp. 11.007 – 11.017.
26. Scavuzzo C.M., Masuelli S., Caranti G.M., Williams E.R. A numerical study of thundercloud electrification by graupel-crystal collisions // *J. Geophys. Res.*, 1998. Vol. 103, No. D12. P. 13.963 – 13.973.
27. Saunders C.P.R., Peck S.L. Laboratory Studies of the influence of the time accretion rate on charge transfer during crystal-graupel collisions // *J. Geophys. Res.*, 1998. Vol. 103, No. D12. P. 13.949 – 13.956.
28. Takahashi T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderclouds // *J. Atmos. Sci.*, 1978. Vol. 35. No. 6. Pp. 1536 – 1548.
29. Ziegler C.L., MacGorman D.R., Dye J.E., Ray P.S. A model evaluation of Noninductive Graupel-Ice Charging in the Early Electrification of Mountain Thunderstorm // *J. Geophys. Res.*, 1991. Vol. 96, No. D7, Pp. 12.833 – 12.855.
30. Ziv A., Levin Z. Thunderstorm Electrification, Cloud Growth and Electrical Development // *J.Atm.Sci.*, 1974. V.31, No.6. – P.1650 – 1661.

Довгалюк Ю.А., Драчева В.П., Егоров А.Д.,
Качурин Л. Г., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А.,
Станкова Е.Н., Степаненко В.Д.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК МОЩНОГО КУЧЕВОГО ОБЛАКА ПОСЛЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

Введение

Изучение процессов, происходящих после воздействия в облаках, и оценка эффекта воздействия возможны при комплексном подходе, включающем получение и совместный анализ данных натурных (самолетных) и численных экспериментов о развитии облаков в естественном цикле и при воздействиях [3, 5, 9, 10]. Уникальная возможность реализации такого подхода представилась при анализе одного из немногих экспериментов, когда удалось проследить за достаточно длительным отрезком времени динамику характеристик группы из трех облаков, развивавшихся над однородной (морской) поверхностью, имевших примерно одинаковые размеры, но находившихся на разных стадиях развития. Наличие достаточно полного комплекса измерительной аппаратуры на самолете-лаборатории позволило получить данные о различных характеристиках облаков.

1. Результаты натурного эксперимента

Методика и результаты измерений. 8 апреля 1984 г. на самолете-лаборатории ГГО Ил-14 был проведен эксперимент по исследованию динамики развития трех конвективных облаков. На два из них (Cb calv, Cu cong № 1) было проведено

воздействие. Третье мощное кучевое облако (Cu cong № 2) было выбрано в качестве контрольного и воздействию не подвергалось. Полет проходил над Черным морем в 100 км от побережья Крыма. Погода в районе работ обуславливалась прохождением фронта окклюзии. Наблюдалось развитие облачности As – Cb с максимальной высотой верхней границы около 5 км.

В процессе эксперимента измерялись следующие характеристики облаков: водность, разность между средней температурой в облаке и температурой окружающего воздуха, средняя температура на уровне полета, скорость вертикальных движений, напряженность электрического поля, оптическая прозрачность облаков, радиолокационные характеристики. Комплекс измерительной аппаратуры описан в [6]. Методика исследований облаков состояла в следующем: в начале эксперимента в районе исследований было проведено зондирование атмосферы до высоты 5 км и выбраны три достаточно близко расположенных облака, расстояние между которыми составляло 7-10 км. Затем выполнялись неоднократные последовательные пересечения облаков на высоте 3,6 км ($T = -11^{\circ}\text{C}$), проводились воздействия и измерялись облачные характеристики. За время эксперимента было совершено 17 проходов через облака. Схема полета самолета приведена на рис. 1. В качестве льдообразующего реагента использовался состав ЛТИ-11 на основе флороглюцина с малым содержанием йодистого серебра [4].

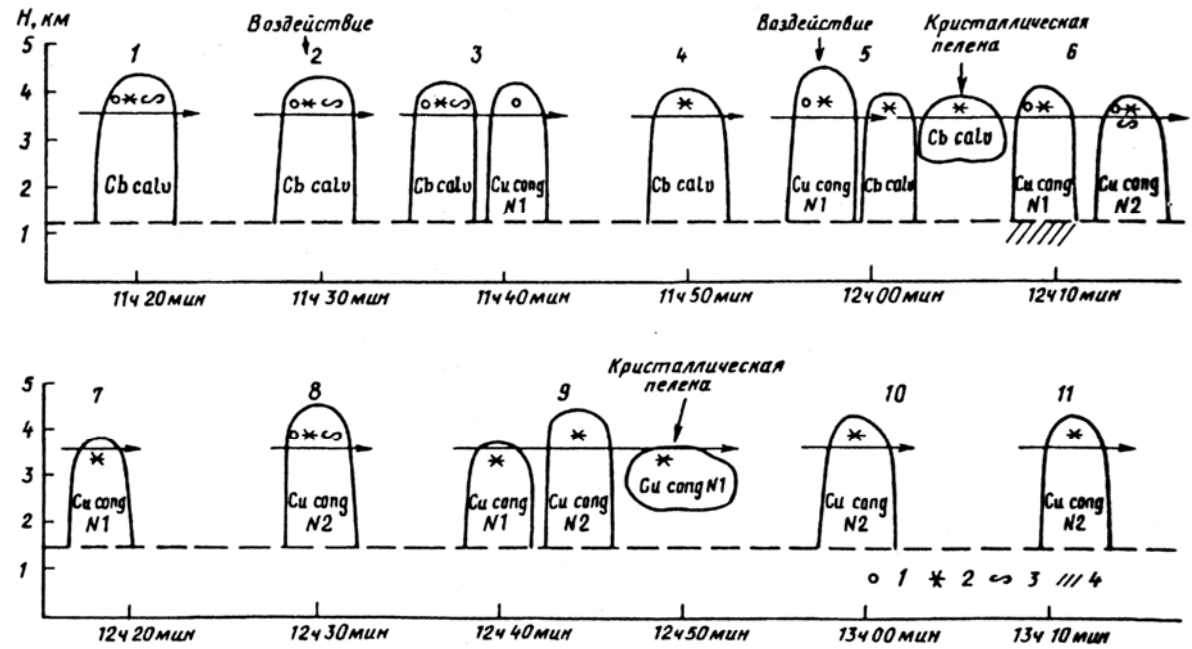


Рис. 1. Схема полета самолета Ил-14.

1) капли; 2) кристаллы; 3) обледенение; 4) осадки. Пунктиром указана высота основания облаков, горизонтальными стрелками – высота полета.

В момент начала наблюдений (11 ч 19 мин) верхняя граница находилась на высоте 4,2 км ($T_{\text{вг}} = -14^{\circ}\text{C}$), нижняя - на высоте 1,3 км ($T_{\text{нг}} = 5^{\circ}\text{C}$). Облако было стационарным и давало радиоэхо на экране РЛС «Гроза-40». Во время первого прохода, совершенного по краю облака, в нем наблюдались снежные заряды, болтанка и обледенение самолета. Последнее указывало на наличие переохлажденных капель. В 11 ч 28 мин во время второго прохода через центр облака было проведено воздействие. Ввели 200 г состава ЛТИ-11, в облаке сохранились снежные заряды, болтанка и обледенение самолета. При этом проходе были зафиксированы максимальные значения перегрева ($0,5^{\circ}\text{C}$), влажности (1 г/м^3) и скорости восходящего потока (4 м/с) (рис. 2). Через одиннадцать минут после воздействия (11 ч 39 мин) было зафиксировано уменьшение влажности до $0,2 \text{ г/м}^3$. Полная кристаллизация облака на уровне полета произошла через 21 мин после воздействия (11 ч 49 мин), о чем свидетельствовало отсутствие обледенения. Верхняя граница облака осела до высоты 4,1 км. Оно начало распадаться на отдельные ячейки. Уменьшилась интенсивность радиоэха. В облаке появился нисходящий поток со средней скоростью 3 м/с. Одновременно уменьшился перегрев облака от $0,5$ до $0,3^{\circ}\text{C}$. Через 39 мин после воздействия (12 ч 7 мин) от облака осталась только кристаллическая пелена (см. рис. 1). Интересно отметить, что на экране локатора «Гроза-40» радиоэхо от облака сохранилось. При этом влажность и перегрев уменьшились практически до нуля. Через 51 мин после воздействия самолет совершил проход по остаткам облака. Радиоэхо исчезло, но сохранился значительный объемный заряд – напряженность электрического поля равнялась 3 кВ/м.

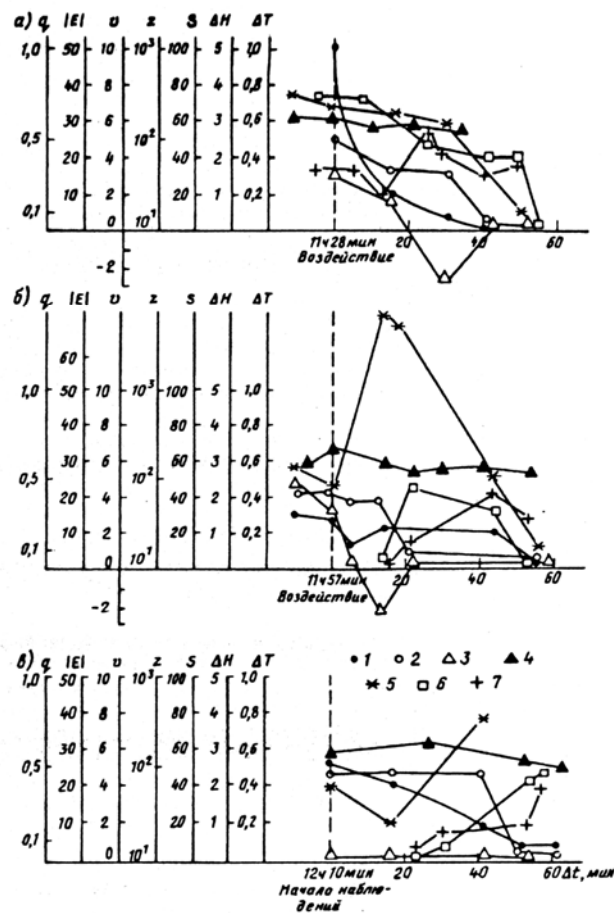


Рис. 2. Данные измерений в облаках *Cb calv* (а), *Cu cong* №1 (б) и *Cu cong* №2 (в).

1) водность облаков q , $г/м^3$; 2) перегрев облаков ΔT , $^{\circ}C$; 3) скорость вертикальных потоков v , $м/с$; 4) мощность облаков ΔH , $км$; 5) напряженность электрического поля $|E|$, $кВ/м$; 6) площадь радиоэха S , $км^2$; 7) радиолокационная отражаемость z , $мм^6/м^3$; Δt – время (мин) после начала воздействия или начала наблюдений.

Наблюдение за первым мощным кучевым облаком (Сиссонг № 1) началось в 11 ч 41 мин. В это время облако имело резко очерченные границы, в нем не наблюдалось ледяных кристаллов. Верхняя граница находилась на высоте 4,1 км ($T_{\text{вг}} = -14^{\circ}\text{C}$), а нижняя – на высоте 1,3 км ($T_{\text{нг}} = 5^{\circ}\text{C}$). Облако росло. Скорость восходящего потока составляла 4 м/с, отмечалась сильная болтанка самолета в облаке. На втором проходе (11 ч 57 мин) верхняя граница облака достигла 4,3 км. При полете в облаке были зарегистрированы крупные капли, наблюдалась умеренная болтанка. На этом же проходе отмечались максимальные значения перегрева ($0,4^{\circ}\text{C}$) и влажности ($30,3 \text{ г/м}^3$). Средняя скорость восходящего потока уменьшилась до 2 м/с, однако пульсации достигали 9 м/с. На этом проходе было проведено воздействие. Через 11 мин после воздействия на третьем пересечении облака была зафиксирована его кристаллизация.

Наличие кристаллов определялось по оптическим явлениям («нижнее солнце»). Верхняя граница осела на 200 м. Резко возросла напряженность электрического поля (от 18 до 70 кВ/м), что, по-видимому, связано с появлением кристаллов и нисходящего потока. По данным наблюдений под облаком отмечались полосы падения осадков. После воздействия значения перегрева облака сохранялись около $0,3-0,4^{\circ}\text{C}$ в течение 11 мин. В 12 ч 10 мин впервые появилось радиоэхо на экране бортового радиолокатора. Через 14 мин после воздействия (в 12 ч 11 мин) облако начало разрушаться. Через 22 мин верхняя граница осела на 500 м и находилась на высоте 3,8 км. В облаке продолжалась активная кристаллизация, наблюдалась слабая болтанка самолета. Величина перегрева уменьшилась практически до нуля, напряженность электрического поля составила 67 кВ/м. Через 45 мин после воздействия (12 ч 42 мин) при пересечении облака зарегистрировано значительное уменьшение напряженности электрического поля (до 23 кВ/м), вертикальные потоки отсутствовали. Через 55 мин после воздействия (12 ч 52 мин)

мощное кучевое облако практически разрушилось и на его месте наблюдалась лишь кристаллическая пелена. Напряженность электрического поля уменьшилась до 1,2 кВ/м. Водность была близка к нулю. Слабое радиоэхо от облака сохранялось еще в течение 8 мин (до 13 ч 3 мин).

Наблюдение за вторым мощным кучевым облаком Cu song № 2 началось в 12 ч 10 мин. В это время верхняя граница облака находилась на высоте 4,0 км ($T_{\text{вг}} = -12^{\circ}\text{C}$). Облако было смешанным. В нем наблюдался процесс естественной кристаллизации. Величины перегрева, водности и напряженности электрического поля были близки к тем, которые были у Cu song № 1 во время первого прохода через него (см. рис. 2). Отличие состояло в том, что средняя скорость вертикальных движений в облаке на протяжении всего времени исследований (64 мин) практически равнялась нулю.

В 12 ч 14 мин самолет вторично пересек вершину Cu song № 2. В облаке зафиксирована сильная болтанка, обледенение, снежные заряды. В 12 ч 34 мин верхняя граница облака достигла 4,3 км. В 12 ч 38 мин впервые от облака появилось радиоэхо на экране бортового локатора, продолжался процесс естественной кристаллизации облака. В облаке регистрировались умеренная болтанка, заряды снега. На следующем проходе (12 ч 55 мин) зафиксировано уменьшение перегрева, что указывало на начало процесса разрушения. Очередной проход через облако был осуществлен в 13 ч 3 мин. Продолжалась естественная кристаллизация облака, верхняя граница медленно оседала (на этом проходе ее высота составила 4,1 км), наблюдалась болтанка самолета, амплитуда пульсаций вертикальных потоков составила + 7 м/с. Напряженность электрического поля достигла максимума (47 кВ/м). Радиоэхо от облака сохранялось. Последний проход через Cu song № 2 был совершен в 13 ч 13 мин. Через 63 мин наблюдений за облаком его вершина полностью кристаллизовалась, шел интенсивный процесс его разрушения.

Анализ данных измерений. На рис. 2 представлены результаты измерений характеристик исследованных облаков в различные моменты времени. Отметим, что время существования облаков с момента начала наблюдений составило: для Cb calv – 40 мин; для Cu cong № 1 – 50 мин; для Cu cong № 2 – 64 мин. Средняя скорость вертикальных движений в облаках изменялась от 3 – 4 м/с при первых пересечениях Cb calv и Cu cong № 1 до -3 м/с через 15 – 25 мин после воздействия, что совпадает по времени с процессом активной кристаллизации в облаках. В Cu cong № 2 на протяжении всего времени исследований средняя скорость вертикальных движений была близка к нулю. Амплитуда пульсаций скорости вертикальных движений достигала +9 м/с, при этом экипаж фиксировал интенсивную болтанку самолета. Таким образом, можно предположить, что воздействия привели к появлению нисходящего потока и, как следствие, к более быстрому разрушению облаков.

За время наблюдений величина напряженности электрического поля Cb calv менялась слабо и составляла в среднем 35 кВ/м. Ее уменьшение началось лишь через 32 мин после воздействия, что связано с началом процесса разрушения облака. Временной ход напряженности электрического поля в Cu cong № 1 показывает, что после воздействия происходит резкое возрастание напряженности поля от 18 до 70 кВ/м. Максимального значения напряженность поля достигла через 12 мин после воздействия, т. е. скорость возрастания E составила 4,6 кВ/мин. В контрольном облаке Cu cong № 2 напряженность электрического поля сначала уменьшалась, а затем начала расти и через 30 мин после начала наблюдений достигла максимального значения, скорость ее возрастания составила всего 0,9 кВ/мин. Обращает на себя внимание факт, что максимальные значения напряженности электрического поля у облаков Cu cong № 1 и № 2 наблюдались в тот момент, когда визуально отмечалась активная кристаллизация вершин (что

может свидетельствовать о разделении зарядов в облаках на частицах, имеющих разные скорости падения - кристаллах и каплях). Если проследить за изменением величины перегрева, то следует отметить совпадение времени начала уменьшения перегрева и напряженности электрического поля. Так, в Сб calv это уменьшение началось через 32 мин после начала наблюдений, в Cu song № 1 – через 20 мин, в Cu song № 2 - через 30 мин. Визуально в это же время отмечалось начало разрушения облаков.

Таким образом, воздействие привело к более быстрому возрастанию напряженности электрического поля по сравнению с естественным процессом кристаллизации. Выделяющееся при кристаллизации тепло поддерживает величину перегрева на определенном уровне, а ее уменьшение совпадает с началом разрушения облаков. Радиоэхо от Сб calv на экране бортового локатора фиксировалось в течение 55 мин, от Cu song № 1 – 21 мин, от Cu song № 2 – 25 мин.

Из анализа радиолокационных данных для Cu calv видно, что его радиолокационная отражаемость z находилась в пределах от $13 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ до $z > 10^2 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ и уменьшалась со временем. Согласно [8], существует в среднем хорошая связь между значениями z в верхней части облака и в слое до 1 км, где наблюдается выпадение осадков. Если воспользоваться данной особенностью и известным соотношением $z = 200J^{1,6}$ (где J – интенсивность дождя в мм/ч), можно оценить значения J по данным z , определенным с помощью самолетной РЛС «Гроза-40». Оценки показывают, что за время исследований Сб calv интенсивность дождя превышала 0,1 – 0,6 мм/ч. Радиоэхо от Cu song № 1 появилось спустя 13 мин после воздействия. Величина радиолокационной отражаемости соответствовала интенсивности осадков порядка 0,2 мм/ч. Появление радиоэха совпало с началом интенсивного процесса кристаллизации. В дальнейшем наблюдалось заметное увеличение z до $10^2 \text{ мм}^6/\text{м}^3$. Интенсивность дождя у земли была от 0,2 мм/ч до 0,6 мм/ч и более.

Первое появление радиоэха от Cu cong № 2 отмечено через 28 мин после начала наблюдений (однако его площадь мала, $S = 5 \text{ км}^2$). Временной ход $z(t)$ этого облака отличается от хода $z(t)$ Cu cong № 1 (см. рис. 2). Наблюдается постепенное увеличение z , что соответствует более медленной естественной кристаллизации облака. Для этого облака значения были в пределах от 0,25 до 0,4 мм/ч и более.

Верхняя граница Cb calv и Cu cong № 2 в момент начала наблюдений была без изменений, а у Cu cong № 1 наблюдался рост вершины. После проведения воздействия верхняя граница Cb calv уменьшилась на 100 м через 5 мин, а у Cu cong № 1 – на 500 м через 20 мин. Верхняя граница Cu cong № 2 за время исследований изменялась незначительно. Воздействия приводят к оседанию вершин облаков, что подтверждается нашими более ранними экспериментами [2, 7].

По данным лидарного зондирования облаков были получены также значения показателя ослабления. Установлено, что показатель ослабления для границы смешанных облаков составляет $3 - 4 \text{ км}^{-1}$, а для кристаллических $0,5 - 2,0 \text{ км}^{-1}$. В проводимых измерениях водности не удалось обнаружить существенных изменений ее значений после воздействия. Это, возможно, связано с обледенением датчика в процессе его работы.

2. Результаты численных экспериментов

Численные эксперименты проводились с помощью нестационарной полуторамерной модели конвективного облака, разработанной в ГГО [1]. Были проанализированы результаты численных экспериментов по моделированию развития облака в естественном цикле и после проведения воздействия льдообразующим реагентом. Анализ результатов расчетов показал, что естественная эволюция модельного облака имеет четко выраженную стадию развития и стадию зрелости. Верхняя граница облака, достигнув на 45-й мин

высоты 4,6 км, в дальнейшем на протяжении 25 мин оставалась неподвижной. Значение максимума скорости восходящего потока, которое на 30-й мин составило 5,7 м/с, затем уменьшилось до 5,3 м/с, однако в течение всего развития облака отрицательные значения скорости отсутствовали. Осадки не достигали поверхности земли, т. е. облако практически не имело четко выраженной стадии диссипации.

Чтобы подтвердить теоретическими исследованиями эффект воздействия, реагент вводился в облако при тех же условиях, что и в самолетном эксперименте. Исходя из этого, в качестве момента воздействия на модельное облако была выбрана 45-я мин. В это время высота верхней границы облака была 4,2 км. Реагент вводился начиная с изотермы -5°C .

Анализ данных расчетов показал, что через 5 мин после воздействия верхняя граница облака увеличилась на 400 м, и высота ее составила 4,6 км. В дальнейшем через 10 мин после введения реагента высота верхней границы облака уменьшилась на 400 м, и далее изменялась так же, как и при естественном развитии. После введения реагента значение абсолютного максимума скорости восходящего потока увеличилось приблизительно на 3 м/с по сравнению с соответствующим значением при естественном развитии и составило 8,3 м/с. На 55-й мин развития облака, через 10 мин после воздействия, появился нисходящий поток со скоростью 2,5 м/с. Облако стало дождящим.

При сопоставлении данных расчетов и натурного эксперимента возникает вопрос о том, в какой момент времени можно совместить данные обоих экспериментов и начать сравнение. Если в численной модели эволюция облака прослеживается от момента его образования до диссипации, то исследователь, находящийся в самолете, может судить о стадии жизни облака лишь по косвенным признакам (в основном по состоянию верхней границы облака).

В настоящей работе в качестве начала сравнения был выбран момент времени, когда мощности расчетного и

реального облаков совпадали. Начиная с этого момента рассчитанные значения облачных характеристик сопоставлялись с измеренными на высоте полета 3,6 км. Радиус расчетного облака равнялся 0,5 км и соответствовал радиусам облаков Cu cong № 1 и Cu cong № 2 на уровне полета самолета (3,6 км) в верхней части облаков.

Сравнение динамики характеристик модельного облака при естественном развитии и облака Cu cong № 2, выбранного в качестве контрольного в натурном эксперименте, показало, что то и другое облака длительное время оставались стационарными: ход мощности облаков одинаков, и величины мощностей близки. И модельное, и реальное облака не давали осадков. Пульсации средней скорости вертикальных потоков не наблюдались в обоих облаках, хотя в модельном облаке существовал восходящий поток со скоростью 4,6 м/с, а средняя скорость вертикальных потоков в облаке Cu cong № 2 равнялась нулю (на высоте полета). Воздействие как в случае натурального, так и численного экспериментов привело к более быстрому разрушению облака. Как модельное, так и реальное облака после воздействия дали осадки. На рис. 3 приведен временной ход характеристик расчетного облака и облака Cu cong № 1. Сравнение показало, что в целом характер изменения этих величин в натурном и численном экспериментах совпадает. Воздействие приводит к резкому изменению всех облачных характеристик. Не совпадает ход мощностей облаков. Расчетное облако разрушилось через 20 мин после воздействия. Наблюдатели на самолете фиксировали наличие облака в течение 45 мин, хотя в это время оставалась кристаллическая пелена, которая по сути не является облаком. Ход других характеристик подтверждает это. Так, перегрев в расчетном облаке, хотя и отличается по величине от наблюдаемого, но его ход близок к экспериментальному. В модели перегрев увеличивается через 5 мин после воздействия на 0,05°C. В реальном облаке перегрев остается постоянным в течение 5 мин. Такое

различие в изменении перегрева после воздействия связано, по-видимому, с тем, что в численном эксперименте предполагаем, что облако кристаллизуется мгновенно, а в натурном эксперименте введение реагента вызывает постепенную кристаллизацию облака и постепенное выделение фазового тепла. В обоих случаях через 20 мин после воздействия перегрев становится нулевым. Это свидетельствует о том, что начала разрушения облаков расчетного и реального совпадают.

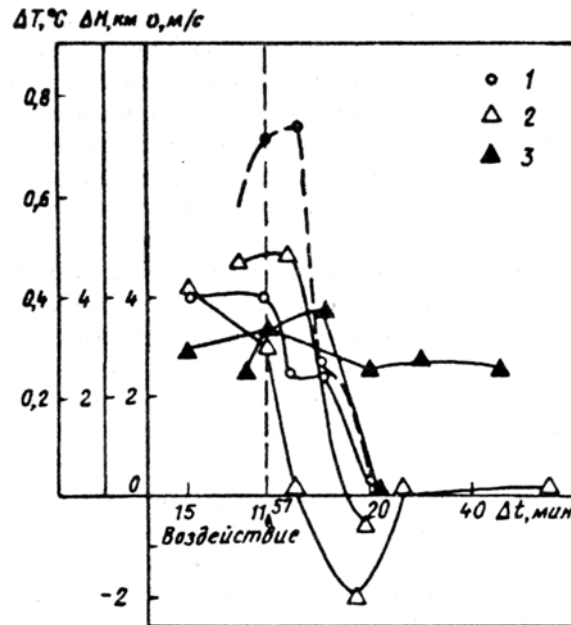


Рис. 3. Сравнение характеристик реального (сплошная линия) и расчетного (пунктир) облаков.

- 1) перегрев облака, 2) скорость вертикальных потоков,
3) мощность облака.

Изменение скорости вертикального потока имеет одинаковый ход во времени. Данные расчетов подтверждают, что воздействие приводит к уменьшению скорости восходящего потока и появлению нисходящего. Такое изменение скорости можно, по-видимому, объяснить тем, что из-за отсутствия сильного сдвига ветра в реальной атмосфере взаимодействие восходящих потоков и выпадающих осадков осуществлялось в одной плоскости, что отвечает приближению одномерности модельного облака, в котором развитие нисходящих потоков обусловлено давлением возрастающей массы осадков. Поскольку формирование осадков как в экспериментальном, так и в модельном случаях началось после воздействия, очевидно (в случае модельного облака это легко проследить), что указанное изменение скорости вызвано как раз выпадением осадков, подавляющих восходящий поток, в первую очередь вблизи подстилающей поверхности, и вызывающих появление и развитие нисходящего потока на вышележащем уровне.

Заключение

1. Анализ данных измерений показал, что наиболее чувствительными к засеву кристаллизующими реагентами являются напряженность электрического поля, скорость вертикальных потоков и радиолокационные характеристики (площадь радиоэха и отражаемость). Воздействия приводят к резкому росту напряженности электрического поля (в нашем случае достигающему 400%, Cu song № 1) и к появлению нисходящего потока.

2. Эффект воздействия зависит от стадии жизни конвективного облака. Не обнаружено существенных изменений в характеристиках Cb после воздействия, в то время как воздействие на мощное кучевое облако, находящееся в стадии развития, привело к резкому изменению его характеристик и появлению осадков.

3. Численное моделирование незасеянного и засеянного мощных кучевых облаков подтвердило тот факт, что воздействие наиболее сильно меняет динамику такой характеристики облака, как скорость вертикальных движений, и приводит к выпадению осадков. В целом ход характеристик модельного облака после активных воздействий совпадает с ходом соответствующих характеристик натурального облака. Это позволяет достаточно надежно осуществлять физический контроль эффекта воздействия.

Примечание. Статья подготовлена по материалам полетов, полученным при выполнении научно-исследовательских работ, которые финансировались Управлением активных воздействий Росгидромета, а также при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

Литература

1. Баранов В. Г., Довгальук Ю. А., Станкова Е. Н. Полуторамерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него. – Труды 1-го Всесоюзного симпозиума «Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака», М., 1988.
2. Бекряев В. И., Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Чубарина К. В. Результаты исследований процесса кристаллизации конвективных облаков после воздействий. /В сб.: Вопросы физики облаков. – Л., Гидрометеиздат, 1987.
3. Берюлев Г. П. и др. Сравнение натурального и численного экспериментов по рассеянию слоистообразной облачности над Москвой 7 ноября 1986 г. – Метеорология и гидрология, 1988, №12.

4. Громова Т. Н., Лядов В. С., Синькевич А. А., Шумаков Л. И. . Изучение льдообразующих свойств флороглюцина в полевых условиях – Труды ГГО, 1986, вып. 497.
5. Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. Способ контроля активного воздействия на облака. Патент № 1811618. - Бюллетень изобретения. 1993, № 15, приор. 9.11.89.
6. Звонарев В. В., Лядов В. С., Синькевич А. А., Пономарев Ю. Ф., Степаненко В. Д. Особенности самолета-лаборатории ГГО Ил-14. – Труды ГГО, 1986, вып. 497.
7. Синькевич А. А., Пономарев Ю. Ф. . Изучение физической эффективности воздействий кристаллизующим реагентом на конвективные облака. – ВМИИГМИ МЦД, 1995, деп. № 1181-гм95. с. 75-81.
8. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. - Л., Гидрометеиздат, 1973.
9. English M. and Marvltz J. A. A comparison of AgI and CO₂ – seeding effects in Alberta cumulus clouds. - J. Applied Meteorology, 1981, vol. 20, No. 5.
10. The Uses of Numerical Models in Weather Modification Research and Operations. - Report of the meeting of experts held in Toronto 8-12 December, 1980, Report No. 24, Geneva, 1981. 25 p.

Башкирова Г.М., Молоткова И.А.,
Никандров В.Я., Першина Т.А.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЬДООБРАЗУЮЩЕГО ДЕЙСТВИЯ НЕКОТОРЫХ РАСТВОРИМЫХ В ВОДЕ ЯДЕР КОНДЕНСАЦИИ

Введение

В ранее опубликованной работе [1] рассматривалась принципиальная возможность льдообразующего действия растворимых в воде веществ. При этом указывалось, что процесс образования переохлажденных капель на растворимых ядрах конденсации до температуры, соответствующей эвтектической точке их раствора, аналогичен процессу образования капель на ядрах при положительных температурах. После достижения точки эвтектики и при дальнейшем понижении температуры появляются благоприятные условия для возникновения твердой фазы воды. Основой для этого служат микрокристаллики льда, включенные в поверхность эвтектики, возникающей при замерзании капель раствора.

Для выяснения возможности образования ледяных кристаллов на растворимых в воде ядрах конденсации были проведены предварительные эксперименты.

Методика эксперимента

Методика опытов сводилась к установлению температуры тумана, при которой в результате распыления в тумане порошка растворимых в воде солей образовывались ледяные кристаллы, и к обнаружению в кристаллах частиц

соли. В качестве исследуемых веществ использовались соли NH_4Cl и KCl , эвтектические точки которых соответствуют -16 и -11 °.

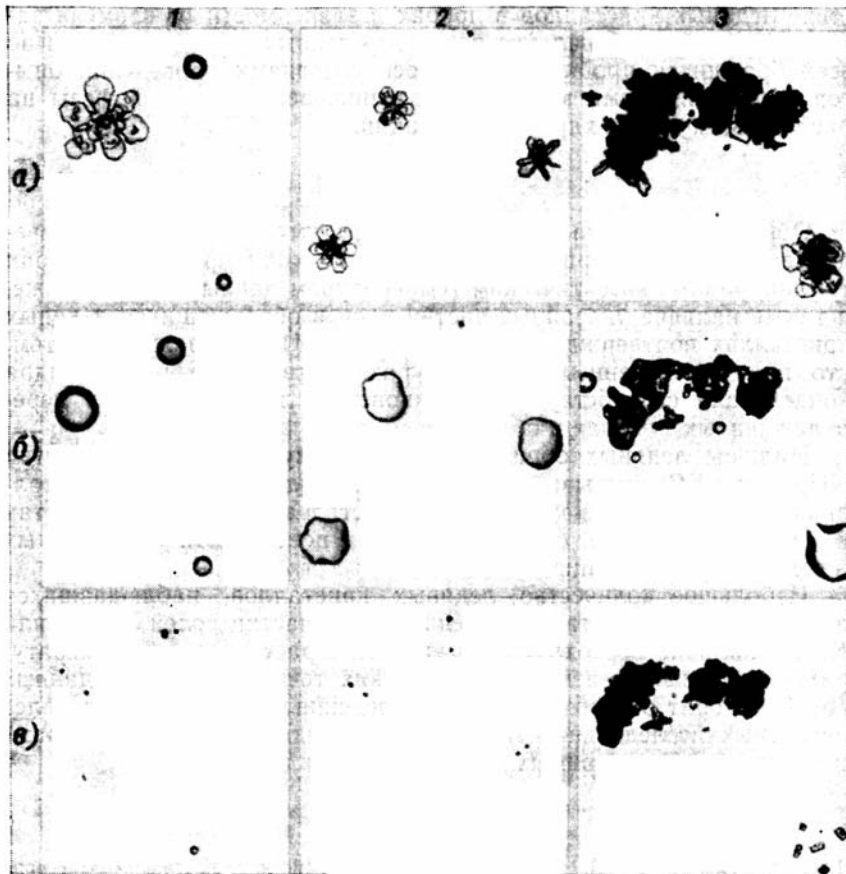
Исследования проводились в камере холода размером $76 \times 45 \times 90$ см при температуре от -3 до -27 °. Указанные химически чистые соли, предварительно растертые в агатовой ступке, распылялись в переохлажденном тумане. Наличие ледяных кристаллов в тумане устанавливалось визуально в пучке света, проходящем внутри камеры, и в пробах, которые брали с помощью термостатов-заборников. Последние позволяли фотографировать взятые пробы в неохлаждаемом помещении, а затем наблюдать за таянием ледяных кристаллов и испарением образовавшихся капель для установления наличия или отсутствия в них частиц соли. Пробы брались как методом протяжки, так и методом оседания. В первом случае забор проб производился сразу после распыления порошка соли в тумане и иногда во время распыления. Экспозиция взятых проб составляла 2 – 5 сек. Во втором случае длительность забора проб менялась в пределах 4 – 7 мин.

Результаты опытов

При распылении порошка NH_4Cl в тумане при температуре от 0 до -16 °, а порошка KCl до -12 ° во всех взятых пробах наблюдались жидкие капли раствора, размеры которых намного превосходили размеры капель тумана. После испарения таких капель на их месте оставались частицы соли, часто в виде правильных столбиков или квадратов. В некоторых пробах, взятых методом протяжки, наряду с каплями встречались вводимые частицы.

При введении в туман частиц, NH_4Cl при температуре тумана -16 ° или KCl при -12 ° и ниже по визуальным наблюдениям, отмечались ледяные кристаллы, количество которых было невелико во всем исследуемом интервале температур. В пробах, взятых методом оседания (рис. 1), в

небольшом количестве наблюдались ледяные кристаллы, а также твердые и жидкие крупные капли раствора и иногда частицы соли. Внутри некоторых капель встречались неполностью растворившиеся частицы соли. На узких выступах крупных частиц соли имелись ледяные образования в виде тонких пластинок или столбиков. Через некоторое время, после того как пробы вынимались из камеры, замерзшие капли и ледяные кристаллы таяли (последние иногда испарялись), а образовавшиеся капли и уловленные в пробах жидкие капли, испарялись. После испарения уловленных в тумане капель раствора во всех случаях оставались частицы соли, в то время как на месте капель, полученных после таяния ледяных кристаллов, частицы соли обнаруживались не всегда. Так как естественное образование ледяных кристаллов (без воздействия на туман) в проводимых опытах не имело места, необнаружение частиц соли от ледяных кристаллов, очевидно, обуславливалось малыми размерами этих частиц, которые невозможно было обнаружить с помощью оптического микроскопа. Действительно, размеры частиц соли, оставшихся от ледяных кристаллов правильных форм, составляли 1 – 5 мкм, а от уловленных в тумане капель раствора – 5 – 40 мкм (при этом количество мелких частиц в последнем случае было невелико). Таким образом, частицы, оставшиеся от ледяных кристаллов, как правило, имели меньшие размеры, чем частицы, оставшиеся от капель раствора. Иногда после испарения капли, полученной от кристалла, оставалось несколько мелких частиц соли. Это связано со скоростью испарения капли раствора и соответствует закону кристаллизации из раствора.



*Рис. 1. Фотографии проб, взятых
в тумане после распыления в нем частиц соли.
а - до таяния ледяных кристаллов, б - после таяния ледяных
кристаллов или ледяных отложений на крупных частицах
соли; в - после испарения капель. 1 - KCl при $T = -17^\circ$,
2, 3 - NH_4Cl при $T = -17^\circ$.*

В пробах, взятых методом протяжки, при температуре тумана, равной эвтектической и немного ниже (до -15° для KCl, -20° , для NH_4Cl), ледяные кристаллы, как правило, наблюдались в тех случаях, когда забор проб проводился позже, чем через 20 сек. после начала распыления порошка соли в тумане. При более низких температурах ледяные кристаллы отмечались во всех пробах. Это свидетельствует о том, что для образования льда на частицах соли и его последующего роста требуется некоторый период времени, который определяется температурой тумана. Капли раствора наблюдались во всех пробах независимо от того, через какое время после введения в туман порошка соли брались пробы, во всем исследуемом интервале температур. Наличие или отсутствие ледяных кристаллов в пробах в зависимости от времени забора проб, а также наличие переохлажденных капель раствора во всех бравшихся пробах объяснялось условиями проведения опытов и особенностями механизма возникновения ледяной фазы на растворимых в воде ядрах конденсации.

Выводы

Образование ледяных кристаллов в тумане в результате введения в него растворимых в воде частиц соли при температурах тумана, равных эвтектическим температурам данных солей и ниже, а также наличие указанных частиц соли в образующихся ледяных кристаллах подтверждают высказанные в [1] соображения о том, что при определенных температурах растворимые в воде ядра конденсации способствуют возникновению ледяной фазы в переохлажденных туманах и облаках.

Наличие ледяных образований на выступах крупных частиц NH_4Cl или KCl указывает на то, что возникновение микрокристалликов льда возможно как в каплях раствора

указанных солей, так и в тонком его слое, образующемся на поверхности растворимых в воде ядер конденсации.

Небольшое количество ледяных кристаллов, наблюдавшихся в тумане в результате распыления в нем частиц солей NH_4Cl или KCl , и наличие переохлажденных капель раствора при температурах, более низких, чем в эвтектических точках растворов данных солей, говорит о необходимости проведения дополнительных более детальных исследований механизма возникновения ледяной фазы в туманах на растворимых в воде ядрах конденсации.

Литература

1. Никандров В. Я. О льдообразующих свойствах растворимых в воде веществ. – Труды ГГО, 1969, вып. 239.

Н. В. Бычков, Т. Н. Громова, Ю. П. Сумин

ЛЬДООБРАЗУЮЩИЕ СВОЙСТВА СЕРНИСТОЙ МЕДИ КАК РЕАГЕНТА ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ ОБЛАКА

Введение

Известно, что широко применяемые в практике активных воздействий на переохлажденные облака и туманы йодистые серебро и свинец обладают некоторыми недостатками, наиболее существенными из которых являются дефицитность и дороговизна AgI и токсичность PbI_2 . Чтобы найти реагент, лишенный этих недостатков, Всесоюзным научно-исследовательским институтом химических реактивов и особо чистых химических веществ (ИРЕА) совместно с Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова проводилось разностороннее и детальное обследование большого числа неорганических веществ с целью выяснения их льдообразующей активности. Наиболее перспективным из этих веществ оказалась сернистая медь. Изучение различной технологии приготовления порошкообразной сернистой меди, проводившееся в ИРЕА, позволило разработать методику и получить в 1966 г. реагент, представляющий несомненный интерес для практики активных воздействий на переохлажденные облака и туманы.

Результаты лабораторных исследований опытных партий сернистой меди

Способность частиц сернистой меди вызывать кристаллизацию переохлажденного тумана была впервые обнаружена Пруппахером и Зенгером [11]. В дальнейшем

сернистая медь как кристаллизующий реагент исследовалась неоднократно. Величины пороговой температуры льдообразования T_n для CuS, по данным разных авторов, приведены в табл. 1.

Табл. 1.

**Величины пороговой температуры T_n
для сернистой меди, по данным различных авторов**

Пруппахер и Зенгер [11]	Кац [7]	Мейсон и Халлет [9]	Мейсон и Хевел [10]	Фукута [5]
-4,0	-5,1	-6,0	-6,0	-7,3

Таблица 1 показывает, что разброс величины T_n в достаточной мере велик, и его вряд ли можно отнести за счет несовершенства методики определения пороговой температуры льдообразования. По-видимому, льдообразующая активность препарата существенно зависит от способа его приготовления.

Выход ядер кристаллизации при засеве переохлажденного тумана порошком сернистой меди измерялся лишь в работах Каца [6, 8]. Автор этих работ нашел экспериментальным путем отношение концентрации ледяных кристаллов, образующихся в переохлажденном тумане, к концентрации частиц введенного в него реагента. Оно оказалось для реактивной сернистой меди [8] менее 0,1, а для образцов, использованных в [6], около 1, т. е. практически все введенные в туман частицы реагента оказались в последнем случае активны. Однако ориентировочный перерасчет его данных в соответствии с принятыми сейчас способами

определения выхода ядер кристаллизации при учете размера частиц реагента показал, что при температуре переохлажденного тумана -10° препарат сернистой меди, полученный Кацем, характеризовался выходом ядер кристаллизации, не превышающим 10^{10} г^{-1} .

Таким образом, активность реагента CuS в расчете на единицу массы получается недостаточно высокой. Она значительно ниже активности аэрозолей йодистого серебра и свинца, получаемых методом термической возгонки. Последний не применим к сернистой меди, так как при нагревании ее до температуры 220° и выше она претерпевает химические изменения.

О применении сернистой меди в качестве реагента для воздействия на переохлажденные облака и туманы в полевых условиях к началу наших работ публикаций не было. В 1966 г. в ИРЕА была разработана простая методика синтеза сернистой меди, обладающей высокой льдообразующей активностью, причем в качестве сырья были использованы доступные и дешевые материалы-кристаллогидраты сернокислой меди и сернистого натрия. Стоимость приготовления 1 кг реагента сернистой меди по указанной методике оказалась меньше стоимости йодистого серебра в 20 раз, а йодистого свинца – в 4 раза.

В течение 1966 – 1968 гг. были изготовлены три крупные опытные партии сернистой меди в заводских условиях. Опытные партии продукта испытывались на льдообразующую активность. Для этого из каждой заводской партии реагента отбирались пробы из расчета 1 проба на каждые 3 – 5 кг продукта. Определение выхода ядер кристаллизации для каждой пробы проводилось по общепринятой методике (введение реагента в переохлажденный туман, образуемый в холодильной камере, с последующим улавливанием и подсчетом ледяных кристаллов). Партия реагента в несколько сотен килограммов

оценивалась по средней величине выхода ядер кристаллизации (осреднение по всем пробам, отобраным из данной партии). Льдообразующую активность опытных партий сернистой меди по данным лабораторных испытаний можно проследить по табл. 2.

Табл. 2.

**Средние значения выхода ядер кристаллизации
($N \cdot 10^{-10}$) при различной температуре**

Год выпуска реагента	Температура, град.									
	-4	-5	-6	-7	-8	-9	-10	-11	-12	-15
1966	2,1	–	–	10,0	–	–	22,0	–	34,0	–
1967	1,2	1,7	4,1	4,6	4,4	10,0	8,9	12,0	–	–
1968	4,5	16,0	19,0	40,0	–	73,0	120,0	–	–	200,0
1969	–	4,8	–	8,2	25,0	–	35,0	–	59,0	–
1970	12,0	–	20,0	29,0	55,0	46,0	91,0	–	120,0	–

Из табл. 2 видно, что наиболее высокой активностью обладает опытная партия 1968 г. Это связано с применением нового способа сушки реагента на заключительной стадии процесса приготовления опытной партии.

Специальные определения пороговой температуры льдообразования показали, что для всех партий сернистой меди она была не ниже -3° ; температура полной кристаллизации тумана в камере при распылении в нее тонкодисперсного порошка сернистой меди (диаметром $10^{-3} \div 10^{-5}$ см) составляла -5° , -6° .

Незначительное возрастание выхода активных ядер кристаллизации с понижением температуры ниже -10° свидетельствует о том, что частицы близки по размерам. При этом приближенная оценка дает для размера частиц, активных при -15° , значение $3,7 \cdot 10^{-5}$ см, если считать, что каждая частица является активной.

Таким образом, высокодисперсный и дешевый порошок CuS оказывается весьма перспективным реагентом для использования в работах по активным воздействиям на переохлажденные облака. По своим льдообразующим свойствам он является не менее эффективным, чем AgI и PbJ₂, и имеет определенные преимущества, такие как отсутствие токсичности, доступность сырья и простота изготовления и диспергирования.

Результаты воздействий на конвективные облака с самолета

За два летних сезона 1966 – 1967 гг. было проведено 76 опытов с воздействиями исследуемым препаратом сернистой меди на мощные кучевые облака. Основной целью этих опытов было не только исследование возможности вызывания осадков, но также и отработка методов введения порошкообразного реагента в конвективное облако.

В основу методики проведения опытов было положено широко распространенное при аналогичных работах сопоставление процессов, протекающих в «опытном» облаке после воздействия, и в контрольных облаках, расположенных неподалеку от опытного и близких к нему по основным характеристикам. При этом предполагалось, что возникающие между ними различия после введения реагента в одно из них являются результатом воздействия. Не вызывает сомнений, что при наборе достаточного количества экспериментального материала индивидуальные особенности облаков не будут играть значительной роли в оценке эффекта воздействия.

Методика проведения и подробное описание большей части опытов изложены в [3]. В этой статье проанализированы результаты 41 опыта, в которых применялись три основных способа введения порошкообразного реагента в облако:

1) сброс пакетов из фильтровальной бумаги, содержащих реагент;

2) распыление порошка CuS при заходе в верхнюю часть облака;

3) выстрел в боковую часть облака 26-мм пиропатронами, содержащими 7 или 14 г CuS (СМ-1, СМ-2).

Для воздействия порошкообразным реагентом на конвективные облака наиболее удобным оказался третий способ. Однако несмотря на целый ряд преимуществ (дистанционное введение реагента в заданную часть облака, оперативность и безопасность воздействия, отсутствие необходимости захода в облако и пр.), указанный способ имеет свои недостатки. Действительно, за период испытаний реагента в 1966 – 1967 гг. средний диаметр подвергнутого воздействию мощного кучевого облака (в средней части), по данным измерений, в 58 опытах составил 1,9 км. Предельные значения диаметров облаков составили 0,4 и 5,3 км. Как видно, для доставки реагента с самолета в центральную (или близкую к ней) часть облака, где активный аэрозоль, прежде чем вырасти до размера частиц осадков, смог бы с восходящими потоками облачного воздуха достичь более высокого уровня (на котором, кстати, большая доля частиц реагента становится активной), необходим патрон большего радиуса действия, так как патроны СМ-1 и СМ-2 проникали в облако при выстреле сбоку лишь на 0,1 – 0,2 км. Кроме этого, опыты показали, что количества реагента, содержащиеся в патронах СМ-1 и СМ-2, явно недостаточны для вызывания осадков из мощных кучевых облаков. Такой вывод был сделан в [3] на основании анализа первых экспериментов.

Этих недостатков лишен 40-мм реактивный патрон СМ-3, горизонтальная дальность полета которого составляет

свыше 600 м. Патрон СМ-3 снаряжен цилиндрическим контейнером, вмещающим 50 г реагента. Если в патронах СМ-1 и СМ-2 контейнер выталкивается из гильзы с помощью вышибного порохового заряда и далее летит за счет начальной скорости с замедлением, то значительная дальность СМ-3 достигается с помощью реактивного порохового двигателя у контейнера с реагентом. Замедленный механизм контейнера рассчитан примерно на 6 сек. Через этот промежуток времени срабатывает вышибной заряд, расположенный в контейнере и отделенный от реагента диафрагмой. Пороховые газы выталкивают диафрагму, а вместе с ней и реагент с большой силой, и активный аэрозоль попадает в облако. Наземные испытания патрона СМ-3, проведенные зимой 1967 г., показали, что при стрельбе вверх хорошо видимое облако черного цвета образуется через 6 сек. после пуска.

В летний сезон 1967 г. было произведено 13 пусков СМ-3 в мощные кучевые облака. В шести опытах из облака, подвергнутого воздействию, выпали осадки, в пяти опытах воздействие привело к кристаллизации вершины и в двух случаях – к распаду облака.

Таким образом, патроны, снаряженные сернистой медью, являются одним из наиболее удобных способов доставки реагента в конвективное облако. При необходимости увеличить дозировку следует производить несколько выстрелов при полете на вираже вокруг облака.

Значительное разнообразие условий проведения опытов позволило осуществить всестороннее испытание реагента. Хотя некоторая часть полученных нами данных по воздействию опубликована в работе [3], целесообразно привести здесь некоторые обобщенные характеристики основных параметров конвективных облаков, подвергнутых воздействию, таких как вертикальная мощность ΔH , температура на верхней границе облака T , мощность переохлажденной части Δh и объем V .

На рис. 1 приведены данные, позволяющие уточнить диапазоны условий, в которых проводились опыты по воздействию сернистой медью с применением различных способов введения реагента. Как видно из рисунка, вертикальные мощности конвективных облаков, подвергнутых воздействию, заключались в диапазоне от 0,8 до 5,5 км. Около 90% выбранных для воздействия облаков имели температуру на верхней границе не ниже -15° , вертикальную мощность не более 4,5 км.

Мощности переохлажденной части облаков были весьма различными, но не превышали 2,6 км, причем в 80% случаев они не превосходили 2,0 км. Только в одном случае вся толща облака была переохлаждена (воздействие производилось на *As cast.*). Объемы облаков в 50% случаев составляли не более 10 км^3 , в 90% случаев – не более 28 км^3 . Минимальный расход сернистой меди на кучевое облако составлял 7 г; в 50% случаев количество введенного в отдельные облака реагента не превышало 60 г, а в 90% случаев – 400 г. Скачкообразное распределение расходов реагента (кривая 5) обусловлено наличием стандартных расфасовок по 7, 15 и 50 г у патронов и по 100, 125 г у пакетов.

Результаты воздействий представлены на рис. 2. В отдельную группу выделены опыты, в которых производился полный комплекс визуальных наблюдений, включающий полеты под основанием облака после воздействия на него, с целью прослеживания за выпадением осадков (рис. 3). Пунктирными линиями на рис. 2 и 3 выделены три зоны, в которых преобладал какой-либо эффект (на рис. 2 зона II разделена на два участка – в одном из них равновероятны осадки и распад облака, во втором преобладают осадки и кристаллизация).

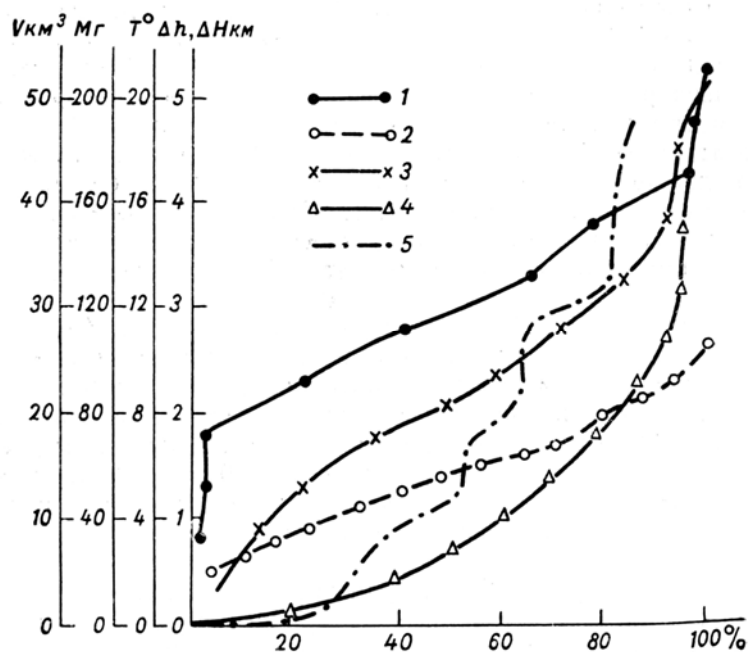


Рис. 1. Основные характеристики условий воздействия на конвективные облака.

1 – мощность облака, 2 – мощность переохлажденной части облака, 3 – температура на уровне верхней границы, 4 – объем облака, 5 – расход реагента на одно облако.

Основные процессы, протекавшие в облаке после воздействия, можно разделить на четыре основные группы: 1) незначительный распад облака; 2) значительный или полный распад облака; 3) кристаллизация вершины; 4) выпадение осадков из облака. Выделение самостоятельной третьей группы обусловлено тем, что не во всех случаях имелась возможность снижения под основание облака для наблюдений за осадками, однако кристаллизующее действие реагента определялось отчетливо по внешнему виду вершины.

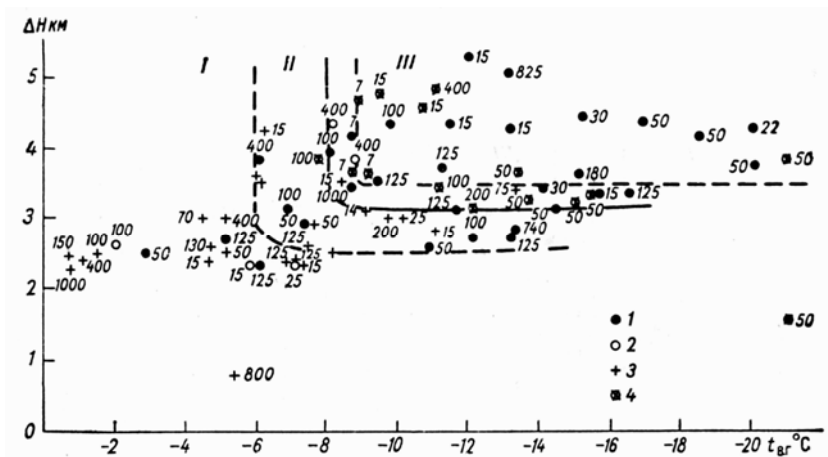


Рис. 2. Результаты опытов по воздействию сернистой медью на конвективные облака (цифры указывают расход реагента на облако в граммах).

1 – осадки под основанием, 2 – незначительный распад облака, 3 – значительный или полный распад облака, 4 – кристаллизация вершины.

Эффекты первой группы (незначительный распад) прослеживались в шести опытах, характеризовавшихся сравнительно небольшими переохлаждениями вершин. Их объединяет также и то, что наблюдения велись сверху без снижения под основание облака, так что не исключено выпадение осадков в некоторых из этих опытов. Во всех случаях после введения реагента в облако происходило снижение верхней границы облака и тем быстрее, чем ниже температура воздуха на уровне верхней границы. Исключение составляет один опыт, в котором после воздействия существенных изменений обнаружено не было. Здесь следует учесть тот факт, что температура на уровне верхней границы

реагента началось быстрое снижение верхней границы, связанное, по-видимому, с падением быстро растущих кристаллических частиц и исчезновением капель благодаря перегонке пара на кристаллы. При падении до уровня нулевой изотермы снежинки продолжают вымывать вершину и среднюю часть облака как благодаря перегонке водяного пара с капель, так и с помощью коагуляции. В некоторых случаях после воздействия в течение 3 – 4 мин. облако продолжает еще развиваться или под действием не зависящих от воздействия причин, или вследствие выделения скрытой теплоты при перегонке пара с капель на кристаллы.

По данным наблюдений, в 10 опытах среднее время обнаружения кристаллизации вершины составляет 5 мин. Помимо этого, при кристаллизации вершины обычно появляется присущая Св волокнистость, нечеткость очертаний, а иногда и рыхлость, сменяющая четкие очертания облака до воздействия.

Снижение закристаллизованной верхней части облака завершалось четырьмя типами последующей эволюции: 1) полный или значительный распад опытного облака (6 опытов); 2) после оседания вершины облако существенно не менялось (6 опытов); 3) разрушение закристаллизованной вершины; 4) распад облака на части, обычно верхнюю и нижнюю (3 опыта).

В опытах третьей группы процесс кристаллизации обычно не завершался выпадением жидких осадков из облака. Здесь уместно отметить вновь, что не во всех опытах велись наблюдения за осадками, так как снижение под основание облака не всегда было возможно. По-видимому, во втором варианте, включающем 6 опытов (зона III на рис. 2), облака все же давали осадки. На рис. 3, где представлены результаты подробных наблюдений за облаками после воздействия, из 51 опыта в 7 случаях была четко отмечена кристаллизация, не сопровождавшаяся выпадением осадков. В трех из них произошел быстрый распад облака, причем в двух из этих опытов, проведенных в один день, процессы протекали

совершенно аналогично (кристаллизация вершины после воздействия, разрушение ее в течение 4 мин. и полный распад облака за 16 мин.). Возможно, что такое протекание процесса объясняется динамическими факторами, свойственными данной воздушной массе. Наличие нисходящих потоков в тропосфере, обусловленных преобладанием антициклонического поля, ускоряет процесс распада облака, не давая возможности сработать механизму осадкообразования.

В остальных случаях причиной отсутствия осадков из облака следует считать отрыв закристаллизованной вершины от основного массива облака. В таких опытах отделившаяся вершина смещалась в ином, чем нижняя часть облака, направлении, и обычно под нею отчетливо виднелись полосы падения кристаллов.

В 31 опыте отмечено выпадение осадков в среднем через 12 мин. после воздействия. Большинство облаков в этих опытах характеризовалось значительными вертикальными мощностями и большими переохлаждениями вершин. Чаще всего после воздействия наблюдалась кристаллизация вершин облаков этой группы. Интенсивность осадков была различной – от редких капель дождя до ливневых дождей.

Представляет интерес рассмотреть эту группу опытов подробнее, так как при исследованиях результатов воздействия сернистой медью на конвективные облака особое внимание уделялось ее способности стимулировать процесс осадкообразования. На рис. 4 представлены данные 29 опытов, при проведении которых специально оценивалась интенсивность наблюдавшихся после воздействия осадков (два случая исключены, так как о характере осадков сведений не имеется - они отмечены при наблюдениях сверху). Из рис. 4 следует: а) осадки могут быть вызваны с помощью CuS из мощных кучевых облаков, имеющих вертикальную мощность свыше 2, 3 км и температуру на уровне верхней границы -5° и ниже; б) интенсивные осадки выпадают после воздействия из

облаков, имеющих мощность свыше 3,1 км и температуру на уровне верхней границы $-8,6^{\circ}$ и ниже. Однако не все облака, имеющие характеристики, указанные во втором пункте, могут дать ливневые осадки. Очевидно, что два упомянутых параметра хотя и являются очень важными, но оказываются недостаточными и далеко не всегда определяют конечный результат воздействия.

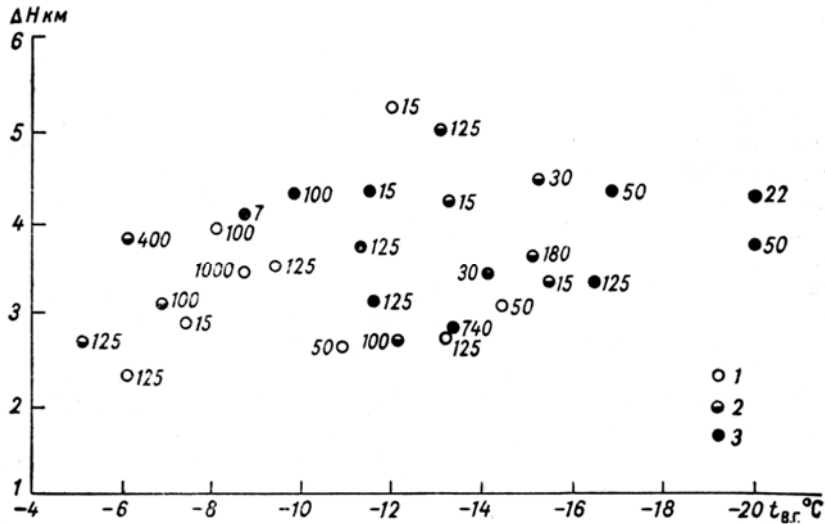


Рис. 4. Результаты наблюдений за интенсивностью осадков, выпавших из облаков, засеянных сернистой медью (цифры указывают расход реагента на облако в граммах).

Впервые такие оценки были выполнены в работах [1, 2]. В качестве основных критериев искусственного осадкообразования оказывается практически достаточным использовать некоторую условную вертикальную мощность конвективного облака ($\Delta l = \sqrt{\Delta H^2 + \Delta h^2}$), где ΔH – мощность облака, Δh – мощность переохлажденной части

облака) и общий расход реагента M на облако. Подробное изложение схемы анализа дано в статье [2].

В случае воздействия сернистой медью минимальной для вызывания осадков является мощность облака $\Delta H \geq 2,4$ км при расходе реагента $M = 400$ г. С уменьшением общего расхода CuS на облако до 100 и 30 г минимальные вертикальные мощности составляют соответственно 2,6 и 2,8 км (рис. 5). В наивыгоднейших условиях воздействия с уменьшением расхода CuS от 400 до 100 г потребные вертикальные мощности увеличиваются и составляют соответственно 2,8 – 3,8 и 2,9 – 4,0 км.

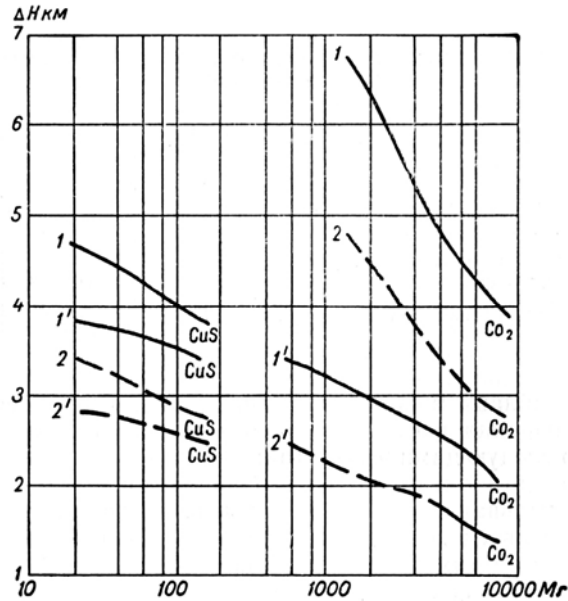


Рис. 5. Наивыгоднейшие (1, 2) и предельные (1', 2') условия искусственного осадкообразования при использовании CO_2 и порошкообразной CuS .

1 и 1' – при $\Delta h = 1$ км ($\Delta h = 0$ для CO_2), 2 и 2' – при $\Delta h = \Delta H$.

Таким образом, при заданных геометрических и метеорологических параметрах мощных кучевых облаков общий расход реагента на облако является определяющим как для самого факта перехода мощного кучевого облака в дождящее, так и для достижения максимального эффекта искусственного осадкообразования; во всех случаях вертикальные мощности оказываются наименьшими для полностью переохлажденных облаков.

Использованная нами схема анализа позволяет выявить наиболее выгодные условия искусственного осадкообразования и условия перевода мощного кучевого облака в дождящее (рис. 5). Очевидно, что все реальные случаи условий воздействия (при температурах верхней границы конвективного облака ниже 0°) заключены между кривыми 1 и 2. Чем больше степень переохлаждения (т. е. чем больше Δh), тем меньшая вертикальная мощность требуется для того, чтобы достигнуть максимального эффекта воздействия; при этом значение ΔH можно понизить также путем увеличения расхода реагента M . Сравнение эффективности действия двух реагентов (CuS и CO_2) показывает явные преимущества сернистой меди перед твердой углекислотой в тех случаях, когда вертикальная мощность конвективного облака больше 2,5 км; при этом расход реагента CuS на облако не превышает 200 г. При мощности конвективного облака от 1,5 до 2,5 км в опытах по воздействию с целью вызывания осадков следует использовать твердую углекислоту. Как видно из рис. 5, расход реагента CO_2 в этом случае будет большим (1 – 10 кг на облако).

Если рассматривать кристаллизующее действие сернистой меди при воздействиях на конвективные облака, то можно выделить три основных сочетания наиболее важных параметров (табл. 3).

Табл. 3.

**Основные параметры Cu cong, определяющие результаты
воздействия CuS**

Результаты воздействия	Мощность облака, км	Температура на уровне ВГ облака, °С	Расход CuS, г
Кристаллизация или осадки во всех случаях	>3,1	-8,0	>50
Слабые осадки или распад облака (с одинаковой вероятностью)	2,5 – 3,1	-6,0, -8,0	>150
Преимущественно распад облака	<2,5	-6,0	<150

Эта же таблица может быть использована и для оценки вероятности выпадения искусственных осадков после воздействия на Cu cong. со следующими условиями:

- 1) облако до воздействия не деградировало;
- 2) вертикальная ось облака не имела значительного наклона;
- 3) в облако введено количество реагента, близкое к полученному опытным путем оптимальному значению.

Результаты воздействий на слоистообразные облака с самолета

Исследования кристаллизующего действия сернистой меди при воздействиях на переохлажденные слоистообразные облака с самолета проводились в зимние периоды 1966 – 1968

гг. Основной целью опытов было уточнение температурного порога льдообразования для CuS . Дополнительно отработывалась методика введения порошкообразного реагента, выяснялись нормы расхода CuS , необходимые для образования устойчивых зон кристаллизации в слое переохлажденных облаков.

За указанный период был проведен 41 опыт, причем, как и в случае воздействий на конвективные облака, опытами были охвачены слоистообразные облака при довольно широком диапазоне погодных условий. Некоторое затруднение при анализе результатов воздействия было вызвано тем, что в разные зимние сезоны использовались различные партии сернистой меди, характеризующиеся существенными различиями в выходе льдообразующих ядер на 1 г реагента.

В статье [4] подробно изложены как условия проведения опытов, так и анализ результатов воздействия. Приведено детальное описание каждого опыта. Из этих данных, в частности, следует, что кратковременная кристаллизация отмечалась в зоне воздействия при температуре на уровне воздействия -3° и ниже, что совпадает с данными о пороге льдообразующего действия, полученными в лаборатории. Вместе с тем отмечено, что устойчивая кристаллизация в слое облаков может быть образована лишь в случае значительных дозировок CuS (400 г/км и более) и при достаточно низких температурах (ниже -7°). Для получения заметной и сохраняющейся сравнительно длительный период зоны кристаллизации необходимо увеличение дозировок до 2 – 3 кг/км. Однако в области малых переохлаждений (-3° и несколько ниже) для получения обширных и длительно существующих зон кристаллизации нужны, по-видимому, еще более высокие расходы реагента.

Что касается методики воздействия сернистой медью, то она не отличается от методики воздействия углекислотой. Исключение составляет методика введения реагента в облако,

поскольку для CuS она значительно проще, ибо не требует предварительного размола реагента на борту самолета. Естественно, что расход сернистой меди при воздействии на слоистообразные облака должен быть значительно больше по сравнению с CO₂, так как количество образующихся кристаллов на 1 г реагента для CuS значительно меньше при одной и той же температуре, чем для CO₂.

Выводы

1. Разработана методика получения порошкообразной сернистой меди с размерами частиц около 10⁻⁵ см.

2. Пороговая температура льдообразования сернистой меди составляет -3°. Выход ледяных кристаллов лучших образцов реагента при температуре -10° составляет 1,2 · 10¹² г⁻¹.

3. При воздействиях на конвективные облака кристаллизующее действие CuS отмечено при температуре на уровне верхней границы облака -6° и ниже; при этом, если мощность облака свыше 2,3 км, под ним можно наблюдать появление слабых осадков в среднем через 12 мин. Ливневые осадки выпадали после воздействия из облаков, имеющих мощность свыше 3,1 км и температуру на верхней границе - 9° и ниже.

4. Наиболее высокую эффективность и удобство в применении показал способ введения сернистой меди в конвективные облака с помощью 40-мм реактивного патрона.

5. При воздействии на слоистообразные облака с самолета их кристаллизация наблюдалась во всех случаях при температуре на верхней границе облака - 7° и ниже и расходе реагента свыше 400 г/км. При небольших отрицательных температурах облаков (от -3 до -7°) для получения устойчивой кристаллизации требовалось увеличение расхода реагента примерно на порядок величины.

Литература

1. Громова Т. Н., Леншин В. Т. О расходе твердой углекислоты при воздействии на конвективные облака с целью вызывания осадков // Тр. ГГО, 1971. Вып. 262. С. 17 – 30.
2. Громова Т. Н., Леншин В. Т., Сталевич Д. Д. О выборе реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания из них осадков // Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
3. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействия на переохлажденные конвективные облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
4. Сумин Ю. П. Исследования кристаллизующих свойств сернистой меди при воздействиях на переохлажденные слоистообразные облака. Тр. ГГО вып. 239. 1969.
5. Fukuta N. Experimental investigation of the ice forming ability of various enemical substances. J. Meteorol., 15, No. 1. 1958.
6. Katz U. The ice-nucleating activity of electrically charged and uncharged CuS particles. Proceedings of the International Conference on Cloud Physics, August 26-30, 1968. Toronto, Canada.
7. Katz U. Wolkenkammeruntersuchungen der Eiskeimbildungsaktivität einiger ausgewählter Stoffe. ZAMP., 13 (4). 1962. Pp. 333-358.
8. Katz U. Zur Eiskeimbildungsfähigkeit von Kupferoxyden und Kupfersulfiden. ZAMP, 11, 1960, 237.
9. Mason B. J., Hallett I. Artificial ice-forming nuclei. Nature, 177, No. 4511. 1956. Pp. 681 – 683.
10. Mason B. J., van den Heuvel. The properties and behaviour of some artificial ice nuclei. Proc. Phys. Soc, 74, 6, No. 480. 1959. Pp. 744-755.

11. Pruppacher H. R., Sanger R. Mechanismus der Vereisung unterkühlten Wassertropfen durch disperse Keimsubstanzen. ZAMP, 6, No. 5, 1955. S. 407 – 415.

Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина

НОРМЫ РАСХОДОВ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ РЕАГЕНТОВ ПРИ ИСКУССТВЕННОМ ВЫЗЫВАНИИ ОСАДКОВ ИЗ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Теоретическое исследование процессов, происходящих в конвективном облаке после воздействия на него льдообразующим реагентом, проведено для широкого диапазона начальных условий [5, 6, 7]. Этот материал позволяет сделать следующий вывод: эффект воздействия зависит от многих факторов, которые условно можно отнести к двум основным группам, характеризующим: 1) облако как объект воздействия и 2) метод воздействия как средство получения осадков.

Рассмотрение факторов первой группы дает возможность выявить не только крайние значения геометрических и физических параметров, определяющих способность облака к искусственному осадкообразованию, но также и такое сочетание параметров, которое обеспечивает получение наилучшего результата. Последний может быть достигнут только при условии применения оптимального метода воздействия. Под оптимальным методом следует понимать совокупность мероприятий, включающих выбор реагента, норм его расхода, способ доставки на требуемый уровень в определенный момент.

В настоящей работе обобщаются материалы расчетов, приведенных в предыдущих работах авторов [5, 6, 7], и даются рекомендации по оптимальным расходам льдообразующих реагентов, используемых в полевых экспериментах по воздействию на конвективные облака с целью вызывания осадков.

Номограммы оптимальных расходов AgJ, PbJ₂, CuS

Успешность проведения опыта оценивается в первую очередь количеством осадков, выпадающих в результате воздействия. Как показали расчеты, на величину количества осадков большое влияние оказывает мощность облака. С увеличением ее в 1,5 раза (например, от 2,0 до 3,0 км) количество осадков возрастает почти вдвое. Влияние водности оказывается менее существенным. Изменение ее в рассмотренных пределах [7] дает колебание величины осадков около 30%. Наиболее важным фактором, влияющим на количество осадков, является расход реагента. Однако установлено, что значительное увеличение количества осадков наблюдается только до некоторого значения расхода реагента, начиная с которого дальнейшее его увеличение не приводит к сколько-нибудь заметному прибавлению в количестве осадков. Это объясняется уменьшением конечного размера капель при их введении в большей концентрации. Полученный результат имеет решающее значение для установления оптимального расхода реагента в зависимости от геометрических и физических параметров облака, на которые производится воздействие.

В работе [6] было показано, что оптимальным можно назвать такой расход, при котором коэффициент использования облачной влаги достигает значений $\nu = 0,9 \div 0,95$, что является показателем наиболее выгодного воздействия.

Результаты расчетов оптимального расхода реагента с льдообразующей активностью $N_0 = 10^{12}$ частиц/г при воздействии на конвективные облака различной мощности и водности, зависящей от температуры на нижней границе облака, представлены на рис. 7 в статье [7]. Для конкретных льдообразующих реагентов с большой эффективностью ($N_0' > 10^{12}$ частиц/г) расходы, необходимые для вызывания

достаточного количества осадков, невелики, порядка нескольких граммов (при точечном введении реагента). В этом случае в качестве критерия оптимальности целесообразно взять $\nu = 0,95$, так как увеличение осадков может быть получено за счет небольшого увеличения расхода реагента. Но в том случае, когда эффективность реагента мала ($N_0' \leq 10^{10}$ частиц/г), расходы, требуемые для вызывания осадков, достигают килограмма, поэтому увеличение количества осадков на 5% требует слишком больших затрат. В этом случае правильнее ограничиться значением $\nu = 0,9$.

Для получения рекомендаций по выбору оптимальных норм расхода конкретных льдообразующих реагентов, которые уже нашли применение в практике активных воздействий (AgJ , PbJ_2 , CuS), необходимо учесть льдообразующую активность, т. е. выход частиц от 1 г реагента при определенной температуре на уровне его введения. Эта величина как функция температуры приведена в табл. 1.

Чтобы воспользоваться результатами расчетов оптимальных расходов условного реагента, необходимо сделать пересчет, основанный на следующих соображениях. В установленном оптимальном случае общее число частиц условного реагента определяется расходом реагента $M_{\text{опт}}$ и его эффективностью, равной $N_0' = 10^{12}$ частиц/г. Если эффективность реального реагента равна N_0' , то для того, чтобы сохранить общее количество активных частиц, необходимо соответственно изменить расход реагента следующим образом:

$$M'_{\text{опт}} = \frac{N_0 M_{\text{опт}}}{N_0'} = \frac{10^{12}}{N_0'} M_{\text{опт}}.$$

Табл. 1

Реагент	$T_{\text{вр}}, ^\circ\text{C}$											
	-15	-14	-13	-12	-11	-10	-9	-8	-7	-6	-5	-4
AgJ (пиросостав И-1)	$2,0 \cdot 10^{13}$	$1,6 \cdot 10^{13}$	$1,3 \cdot 10^{13}$	$9,0 \cdot 10^{12}$	$6,0 \cdot 10^{12}$	$4,0 \cdot 10^{12}$	$2,5 \cdot 10^{12}$	$1,4 \cdot 10^{12}$	$5,0 \cdot 10^{11}$	$8,0 \cdot 10^{10}$	$2,0 \cdot 10^9$	–
PbJ ₂ (пиросостав С-55)	$4,0 \cdot 10^{12}$	$3,2 \cdot 10^{12}$	$2,5 \cdot 10^{12}$	$1,9 \cdot 10^{12}$	$1,4 \cdot 10^{12}$	$1,0 \cdot 10^{12}$	$6,8 \cdot 10^{11}$	$4,4 \cdot 10^{11}$	$2,8 \cdot 10^{11}$	$1,6 \cdot 10^{11}$	–	–
PbJ ₂ (0,06%-ный раствор)	$1,0 \cdot 10^{13}$	$6,9 \cdot 10^{12}$	$4,5 \cdot 10^{12}$	$2,9 \cdot 10^{12}$	$1,7 \cdot 10^{12}$	$1,0 \cdot 10^{12}$	$5,4 \cdot 10^{11}$	$2,6 \cdot 10^{11}$	$1,0 \cdot 10^{11}$	$3,5 \cdot 10^{10}$	$1,0 \cdot 10^{10}$	–
CuS (порошок 1966 г.)	$6,0 \cdot 10^{11}$	$5,4 \cdot 10^{11}$	$4,8 \cdot 10^{11}$	$4,0 \cdot 10^{11}$	$3,3 \cdot 10^{11}$	$2,7 \cdot 10^{11}$	$2,1 \cdot 10^{11}$	$1,6 \cdot 10^{11}$	$1,2 \cdot 10^{11}$	$8,3 \cdot 10^{10}$	$5,0 \cdot 10^{10}$	$2,5 \cdot 10^{10}$

Оптимальные значения расходов конкретных льдообразующих реагентов в зависимости от трех параметров облака – мощности, водности и температуры на уровне введения реагента – сведены в номограммы (рис. 1).

Прежде чем приступить к рассмотрению результатов, полученных для конкретных реагентов и сведенных в номограммы, необходимо сделать ряд замечаний, относящихся к построению последних.

1. Расчеты роста частиц реагента показали, что из облаков мощностью $\Delta H < 2,0$ км нельзя получить сколь угодно существенных искусственных осадков даже при использовании больших расходов реагента. Некоторым исключением являются полностью переохлажденные облака, которые могут дать очень слабые осадки. Поэтому облака мощностью меньше 2,0 км не могут быть объектами воздействия и в данной работе не рассматривались.

2. Конвективные облака мощностью более 4,0 км не вошли в настоящие расчеты из-за большой трудоемкости последних. Однако некоторую экстраполяцию для случаев с мощностью облака до 5,0 км можно сделать, не допуская при этом большой ошибки. Более мощные облака чаще всего сами переходят в стадию кучево-дождевых.

3. Сильно переохлажденные облака с температурой на верхней границе ниже -15°C также не имеет смысла рассматривать в качестве объекта воздействия. Такие облака свою влагу реализуют в виде осадков естественным путем. Воздействие в этом случае может привести даже к нежелательным результатам, вызвав осадки до того момента, когда облако достигнет максимума в развитии.

4. Облака с температурой на уровне введения ниже пороговой для конкретного льдообразующего реагента также не рассматривались, так как при этих температурах данное вещество уже не может вызвать фазовую перестройку в облаке и дать толчок к появлению осадков.

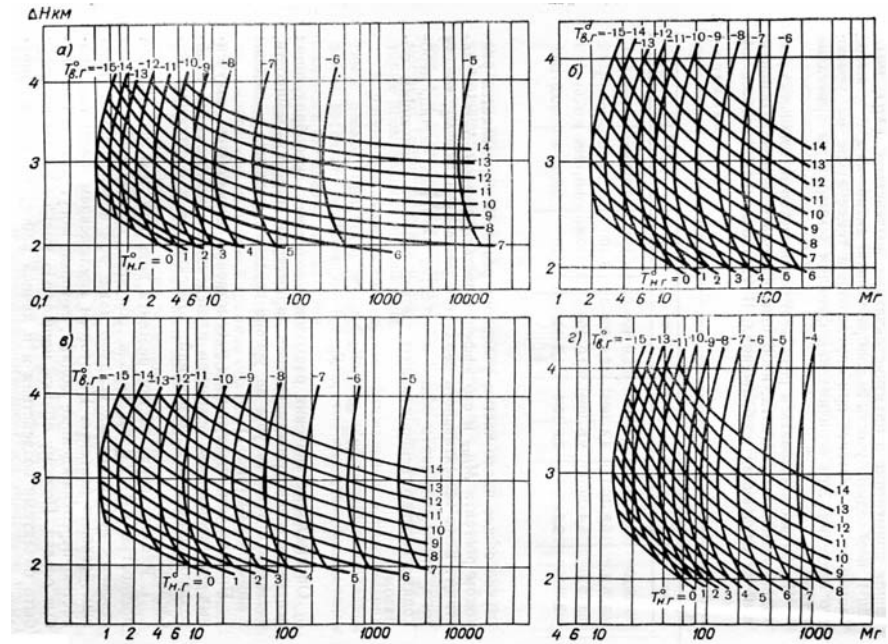


Рис. 1. Оптимальный расход льдообразующего реагента в зависимости от мощности, водности ($T_{H,r}$) и температуры на верхней границе облака ($T_{B,r}$).

а – AgJ (тиросостав И-1), б – PbJ_2 (тиросостав С-55), в – PbJ_2 0,06%-ный раствор, г – CuS (порошок изготовления 1966 г.).

Номограммы оптимальных расходов наглядно показывают, как важно правильно установить норму расхода конкретного реагента в зависимости от физических параметров облака, подвергаемого воздействию с целью вызывания из него осадков.

В ходе анализа номограмм выявляется очень существенная зависимость оптимального расхода льдообразующего реагента от температуры на уровне воздействия (в данном случае, на уровне верхней границы). Сильно переохлажденные облака (левая часть номограмм) требуют гораздо меньшего расхода, чем более-теплые (правая часть). Расход $M'_{\text{опт}}$ при этом меняется на 2 – 3 порядка, а для некоторых реагентов, например, для AgJ, на 5 порядков величины. Отсюда следует настоятельная необходимость точного учета температурных характеристик облака при практическом выборе оптимальных норм льдообразующих реагентов.

В ходе кривых на рис. 1 можно отметить и еще одну общую особенность, связанную с учетом мощности облака. В работе [6] было показано, что с увеличением мощности возрастает коэффициент полезного действия реагента и, следовательно, должен уменьшиться требуемый расход. Но с другой стороны, чем мощнее облако, тем оно более водное и вследствие этого оптимальный расход должен увеличиваться. Все это вместе взятое приводит к тому, что при мощности облака около 3 км существует незначительный минимум оптимального расхода.

Рассмотрим теперь номограммы оптимальных расходов для конкретных реагентов. На рис. 1а представлена номограмма для определения оптимальных расходов AgJ, используемого в качестве реагента в пиросоставе. Льдообразующая активность его приведена в табл. 1. Как видно из рис. 1а, решающее значение при установлении оптимального расхода AgJ имеет переохлаждение облака, т. е.

совместный учет температуры как на верхней, так и на нижней его границах. Для того чтобы добиться наилучшего результата в случае целиком переохлажденного облака ($T_{н.г.} < 0^{\circ}\text{C}$), достаточно совсем малых количеств AgJ (около 1 г). Если же температура на уровне введения близка к пороговой (для AgJ в пиросоставе И-1 она составляет -5°C), даже облако, имеющее достаточно большую мощность, например $\Delta H = 4,0$ км, может дать осадки лишь в том случае, когда будут введены очень большие количества AgJ (порядка 10 кг). Это связано не только с очень малым выходом льдообразующих частиц при температуре -5°C ($N_0' = 2 \cdot 10^9$ частиц/г), но и с тем, что в данном случае переохлажденной является только верхняя четверть мощности облака, и оно имеет большую водность, чем в случае полного переохлаждения. Естественно, что при данных температурных условиях внутри конвективного облака использование таких больших количеств дефицитного и дорогостоящего реагента как AgJ не дает эффекта воздействия, соизмеримого с затратами на его получение. Однако уже при температуре $T_{в.г.} = -6^{\circ}\text{C}$ требуемая норма расхода AgJ снижается до 200 – 400 г., а при $T_{в.г.} = -7^{\circ}\text{C}$ – до 40 – 60 г. Для наиболее часто встречающихся в наших широтах Cu cong. ($\Delta H \approx 3 \div 4$ км, $T_{в.г.} < -8^{\circ}\text{C}$) оптимальный расход AgJ не превышает 10 – 20 г.

Реагент PbJ_2 , вошедший в практику активных воздействий как менее дефицитное и более дешевое, чем AgJ, кристаллизующее вещество, при своем пороговом значении температуры также требует значительных затрат реагента. Но для облаков с более низкой температурой на верхней границе оптимальный расход, хотя и несколько больший, чем при тех же условиях для AgJ, но также невелик: 40 – 60 г для пиросостава с PbJ_2 (рис. 1 б) и 60 – 100 г для раствора PbJ_2 (рис. 1 в).

Еще более дешевым реагентом, который в последнее время все больше используется в опытах по искусственному вызыванию осадков, является CuS . Как видно из рис. 1г, оптимальные нормы расхода этого реагента меняются в меньших, чем, например, у AgI , пределах в зависимости от физических параметров облака. Связано это с меньшей зависимостью льдообразующей активности сернистой меди от температуры на уровне введения. В среднем при $T_{\text{в.г.}} < -8^\circ\text{C}$ оптимальные нормы расхода CuS не превышают 100 г. Но с приближением к пороговой температуре (-4°C) расход $M_{\text{опт}}$ должен быть увеличен до 1 кг.

В заключение необходимо отметить, что полученные для условного льдообразующего реагента с $N_0 = 10^{12}$ частиц/г оптимальные нормы расхода путем несложного пересчета могут быть распространены как на новые льдообразующие реагенты, так и на старые, но полученные новым способом. Эта возможность значительно расширяет границы практического использования результатов настоящего исследования.

Сопоставление результатов теоретических расчетов с экспериментальными данными

Опыты по воздействию на конвективные облака с целью вызывания осадков, проведенные сотрудниками Главной Геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, дали обширный материал, который может быть использован для оценки выводов, вытекающих из теоретического рассмотрения процесса искусственного осадкообразования.

Условия проведения полевых опытов подробно описаны в работах [1, 2, 3, 4]. Следует отметить, что большинство опытов ставилось с целью качественной оценки пригодности для воздействия того или иного реагента. Поэтому количественных характеристик результатов

воздействия либо вообще нет, либо имеются лишь отдельные данные. Как правило, не определялось количество выпавших осадков; только в отдельных случаях измерялись размеры зон осадков и размеры частиц осадков. Из-за отсутствия этих данных в большинстве опытов сравнение теории и эксперимента пришлось проводить по ограниченному числу случаев.

В ряде опытов в различных точках зоны осадков брались пробы осадков. Обработка полученных материалов по установленной методике позволила определить такой размер капель, который давал максимальный вклад в осадки $(R_m)_{\text{факт}}$. По данным о параметрах облака, подвергнутого воздействию, можно с помощью расчетов установить теоретическое значение $(R_m)_{\text{теор}}$ и сопоставить его с фактическим.

В опыте 10 июня 1964 г. в облако с $\Delta H = 3500$ м, $T_{\text{в.г.}} = -13,9^\circ\text{C}$ выстрелом пиропатрона было введено 14 г PbJ_2 . Пробы осадков, взятые непосредственно под облаком, показали, что радиус капель, дающих максимальный вклад в осадки, равен $(R_m)_{\text{факт}} = 0,5$ мм. Теоретическое значение $(R_m)_{\text{теор}}$ применительно к условиям данного опыта составляет 0,6 мм.

В опыте 12 июля 1964 г. с использованием 25 г сернистой меди конвективное облако имело следующие параметры: $\Delta H = 2400$ м, $T_{\text{в.г.}} = -10,3^\circ\text{C}$. По спектру капель, полученному из обработки проб осадков, установлено, что $(R_m)_{\text{факт}} = 0,4$ мм. Теоретическое значение для этих условий $(R_m)_{\text{теор}} = 0,5$ мм. Сопоставление результатов указывает на хорошее согласование теоретических и фактических данных.

В целом ряде экспериментальных работ было установлено, что под облаком осадки отмечаются в среднем через 12 – 18 минут после момента воздействия. Это характерно для различных реагентов, таких как AgJ [1], PbJ_2

[4], CuS [3]. Теоретические значения времени появления осадков находятся также в этом диапазоне [7].

В эксперименте наиболее точно фиксировались условия проведения опытов, т. е. геометрические и физические параметры облака, расходы реагента и способы его введения. Это позволило произвести детальную оценку теоретических рекомендаций по оптимальным расходам того или иного реагента.

К сожалению, при проведении опытов в подавляющем большинстве случаев количество выпавших осадков не регистрировалось и только лишь отмечались их качественные характеристики (отсутствие осадков, слабые осадки, сильные осадки). Этот факт в значительной мере осложнял сопоставление теории с опытом, поскольку в качестве критерия оптимальности расхода в теории было принято использование в виде осадков 90-95% облачной влаги, а в полевых опытах коэффициент использования облачной влаги не определялся. К тому же расход реагента во многих случаях назначался произвольно, особенно в первых опытах, проводившихся с целью установления пригодности того или иного вещества как реагента.

Отмеченные обстоятельства, исключая возможность прямого сопоставления, привели к необходимости доказательства правильности рекомендаций по оптимальным расходам косвенным путем. С этой целью для конкретного реагента с помощью номограмм определялся оптимальный расход, соответствующий конкретным значениям геометрических и физических параметров облака, на которое производилось воздействие. В большинстве случаев фактические расходы реагента $M_{\text{факт}}$, примененные в опытах, значительно отличались от оптимальных. В связи с этим представлялось целесообразно установить, во сколько раз фактический расход был больше или меньше оптимального, и в зависимости от соотношения $M_{\text{факт}} / M'_{\text{опт}}$ рассмотреть

результаты воздействия (отсутствие или наличие осадков, их интенсивность).

С этой целью имеющиеся опытные данные по воздействию на конвективные облака были обобщены на графике, по оси абсцисс которого откладывалась величина $M_{\text{факт}} / M'_{\text{опт}}$, а по оси ординат – мощность облака, являющаяся одной из важнейших его характеристик.

В качестве примера на рис. 2а приводится такой график, рассчитанный для реагента PbJ_2 (раствор). На нем представлены качественные результаты 92 полевых опытов. Из рассмотрения были исключены те случаи, в которых эффект воздействия под облаком не прослеживался или температура на верхней границе облака была выше пороговой для PbJ_2 .

Опытные точки, соответствующие воздействиям на облака с совершенно различными характеристиками, распределяются по результатам в трех зонах, четко ограниченных определенными значениями отношения $M_{\text{факт}} / M'_{\text{опт}}$. В тех случаях, когда это отношение было меньше 0,25, осадки практически никогда не наблюдались. Только в трех опытах из 37, расположенных в этой зоне, были отмечены очень слабые осадки. При этом в двух из них наличие осадков, по-видимому, объясняется тем, что облака были полностью переохлажденными. В зоне, ограниченной значениями $0,25 \leq M_{\text{факт}} / M'_{\text{опт}} \leq 2,5$, осадки наблюдались практически во всех опытах, причем в 30% всех случаев они были сильными. Необходимо подчеркнуть, что особенно часто (в 12 из 27 опытов) сильные осадки имели место, когда фактический расход отличался от оптимального не более чем в 2 раза в ту или иную сторону. При расходах реагента, превышавших оптимальное значение более чем в 2,5 раза, осадки были зафиксированы во всех без исключения случаях, но в этой зоне чаще наблюдались более слабые осадки.

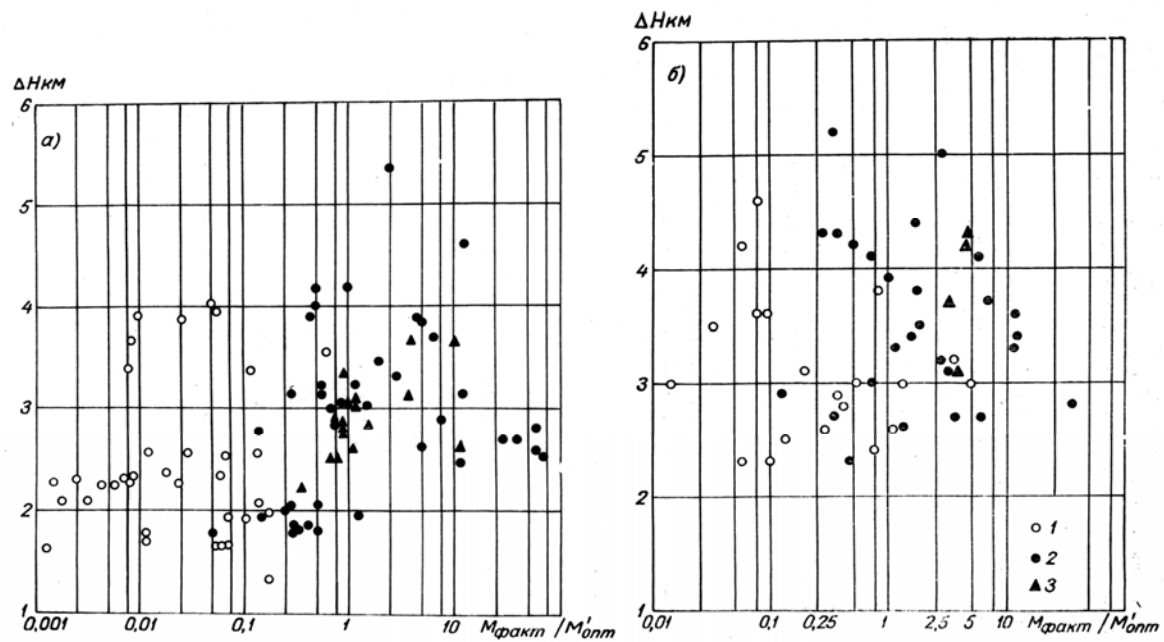


Рис. 2. Зависимость результата воздействия от величины отношения фактического расхода реагента к оптимальному для 0,06%-ного раствора PbJ_2 (а) и порошка CuS изготовления 1966 г. (б).

1 – осадки отсутствуют, 2 – слабые осадки, 3 – сильные осадки.

Таким образом, можно сделать важный вывод: чем ближе к теоретическому оптимальному значению был расход PbJ_2 , использованный в опыте, т.е. отношение $M_{\text{факт}} / M'_{\text{опт}}$ близко к единице, тем значительнее был эффект воздействия.

Теоретически установленная зависимость количества искусственных осадков от расхода реагента (см. рис. 6б в статье [7]) также показывает, что уменьшение расходов в несколько раз по сравнению с $M_{\text{опт}}$ вызывает довольно резкое уменьшение количества осадков. Увеличение же расходов в 10 раз и более по отношению к оптимальному расходу приводит к незначительному прибавлению в количестве осадков.

Из сказанного следует, что практические рекомендации по выбору оптимальных расходов PbJ_2 , определенные расчетным путем на основе разработанного теоретического решения задачи, хорошо-подтверждаются результатами большого количества опытов.

Полевые опыты с сернистой медью, поставленные также в Главной геофизической обсерватории, к сожалению, не столь многочисленны, как с раствором PbJ_2 . Кроме того, из 76 опытов в рассмотрение был взят только 51 опыт, так как в 16 случаях эффект осадков под облаком не прослеживался, в 7 случаях температура на уровне введения была выше пороговой для CuS , в 2 случаях она была ниже $-20^{\circ}C$, и осадки в связи с этим могли быть естественными. В полевых опытах сернистая медь часто вводилась выстрелом пиропатрона и при этом гораздо ниже верхней границы. Этот факт и связанное с ним неточное определение температуры на уровне введения затрудняли установление $M'_{\text{опт}}$ в соответствии с теми предположениями, в которых были рассчитаны номограммы для оптимальных расходов CuS . Поэтому сопоставление не могло быть, проведено в такой же степени четко, как это было в случае йодистого свинца.

Однако несмотря на это, график (рис. 2б) показывает, что сравнение теории с экспериментом и в этом случае можно

сделать, при этом выводы получаются весьма сходные. Как и для реагента PbJ_2 , при расходах CuS , составлявших меньше 0,25 от оптимального значения, осадки в опытах практически никогда не наблюдались. При больших расходах CuS в подавляющем большинстве случаев (в 30 из 40 опытов) осадки регистрировались. Отсутствие осадков в тех случаях, когда использовались расходы, превышающие значение $M'_{\text{опт}}$, объясняется, по-видимому, перезасевом, так как во всех трех случаях наблюдался распад облака.

Таким образом, выполненные сопоставления теоретических выводов с имеющимися опытными данными для конкретных реагентов свидетельствуют о том, что разработанная теоретическая модель, процесса образования искусственных осадков с достаточной степенью достоверности отображает действительный ход и что рекомендации по оптимальным расходам, полученные на основе этой теоретической схемы, можно использовать при проведении практических работ по вызыванию осадков с применением любых льдообразующих реагентов.

Литература

1. Громова Т. Н. и др. Опыты по воздействию на переохлажденные облака коллоидным раствором йодистого серебра. Тр. ГГО, вып. 156, 1964.
2. Громова Т. Н., Леншин В.Т., Сталевич Д. Д. О выборе реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания из них осадков // Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
3. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействия на переохлажденные конвективные облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
4. Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Воздействия водными растворами йодистого свинца на переохлажденные

конвективные облака в районе Валдайского
ливнемерного куста. Тр. ГГО, вып. 202, 1967.

5. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Об оптимальных
расходах льдообразующих реагентов при воздействии
на облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО,
вып. 202, 1967.
6. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. К вопросу об
оптимальных расходах льдообразующих реагентов при
воздействии на облака с целью вызывания из них
осадков. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
7. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. О роли водности
облака в образовании искусственных осадков // Тр.
ГГО, вып. 262, 1971.

Довгалюк Ю.А., Власов С.А., Кочемировский А.С.,

Пивоварова Л.В., Кочемировская Г.Л.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЛЬДООБРАЗУЮЩЕЙ АКТИВНОСТИ РЕАГЕНТОВ ПО КОСВЕННЫМ ДАННЫМ ЛАБОРАТОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Возглавляя отдел Физики облаков и активных воздействий ГГО, Н.С.Шишкин глубоко понимал и постоянно поддерживал работы по исследованиям механизма льдообразования на поверхностях твердых веществ, в процессе их взаимодействия с парами воды. В 1970-х годах была создана установка «Адсорбент» и в данном направлении были проведены работы совместно с Калининградским университетом, Харьковским политехническим институтом. Целью этих исследований был поиск эффективных льдообразователей, способных заменить дефицитное йодистое серебро. Лабораторное моделирование физических процессов позволяло надеяться не только решить эту проблему, но также и прогнозировать льдообразующую активность новых реагентов.

Действительно, прогнозирование льдообразующей активности веществ возможно путем определения эмпирических параметров, характеризующих испытуемый реагент, и установления их корреляции с параметрами льдообразующей активности. Например, основываясь на представлении о гетерогенном льдообразовании как результате роста зародышей в сплошном адсорбционном или жидкофазном покрытии кристалла реагента, для прогнозирования льдообразующей активности можно использовать параметры изотерм адсорбции. Процесс образования адсорбционного слоя, возникновения и роста

зародышей в этом слое зависят от потенциального рельефа поверхности, сведения о котором могут быть получены из измерений электрофизических характеристик поверхности, в частности, из поведения электропроводности в условиях адсорбционного взаимодействия с парами воды. Ранее [1, 3, 4] было показано, что при фиксированной температуре среды наблюдается четкая корреляция между изменением поверхностной электропроводности $\Delta\sigma$ пленки реагента и значением параметра адсорбции φ , характеризующего массу адсорбированной на единицу поверхности пленки влаги. Для оценки льдообразующей активности вещества эмпирически найденные адсорбционные и электрические характеристики должны сопоставляться с параметрами, характеризующими льдообразующую активность в условиях натуральных испытаний. В качестве такого параметра в настоящей работе выбрана пороговая температура льдообразования.

В статье приведены результаты измерений поверхностей электропроводности и изотерм адсорбции пленочных образцов четырех веществ: AgI, PbI₂, CdS, ZnS; построен комплексный параметр, характеризующий совместно электропроводность и адсорбцию веществ, исследована его связь с пороговой температурой льдообразования.

1. Методика и результаты измерений

Исследовались электропроводность и изотермы адсорбции воды на пленочных образцах AgI, PbI₂, CdS, ZnS, полученных термическим испарением в вакууме с конденсацией на поверхность кварцевого пьезодатчика. Толщина пленки контролировалась в процессе напыления по сдвигу резонансной частоты. Образцы для измерения электропроводности наносились на стеклянную подложку, которая размещалась в непосредственной близости от резонатора. Толщина образцов, кроме измерений в процессе напыления, контролировалась на микроинтерферометре.

Вакуумная часть измерительной установки не отличалась от описанной в [1]. Измерения электропроводности выполнялись с использованием электрометра В7-30, позволявшего измерять токи до 10^{-13} А. Сдвиг частоты при адсорбционных измерениях [2] измерялся электронносчетным частотомером. Наименьший регистрируемый сдвиг составлял 0,1 Гц при резонансной частоте 1,5 – 10 МГц.

Изотермы адсорбции, т.е. зависимости удельной адсорбированной массы воды $\Delta m/m$ (m – масса пленки, Δm – адсорбированная масса воды) от относительного давления $P_{\text{отн}} = P/P_n$, (P_n – давление насыщающих паров воды, P – фактическое давление паров воды при измерении адсорбированной массы), для пленок толщиной 0,015 – 0,50 мкм показаны на рис. 1. Согласно электронномикроскопическим измерениям [3], при таких толщинах обеспечивается сплошность пленок. Как видно из рис.1, для каждого состава изотермы адсорбции пленок всех толщин совпадают между собой. Это означает, что удельная величина $\Delta m/m$ не зависит от толщины пленок и, следовательно, адсорбируемая масса воды Δm пропорциональна массе пленки m . Изотермы линеаризуются в координатах

$$\lg \frac{\Delta m}{m} = f(\lg P_{\text{отн}}),$$

т.е. уравнения изотерм приобретают вид:

$$\lg \frac{\Delta m_i}{m} = a_i \lg P_{\text{отн.}} + C_i,$$

где

$$C_i = \lg \frac{\Delta m_{0i}}{m},$$

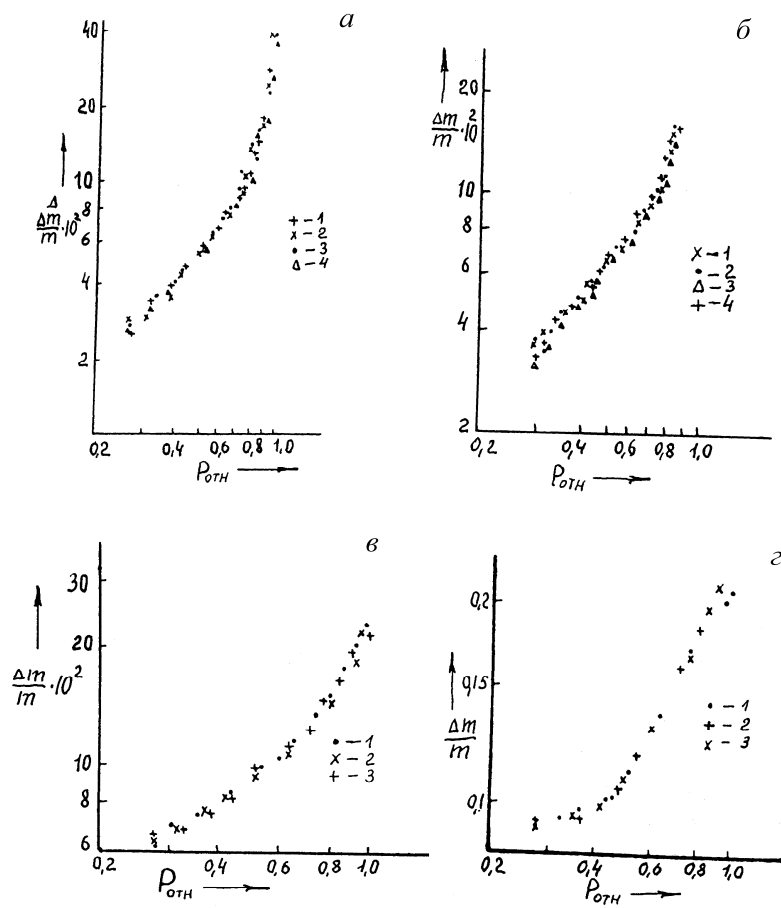


Рис. 1. Изотермы адсорбции паров на пленках реагентов различной толщины:

- а) AgI : 1 – 180 Å; 2 – 390 Å; 3 – 560 Å; 4 – 1180 Å;
 б) PbI_2 : 1 – 180 Å; 2 – 560 Å; 3 – 1800 Å; 4 – 2100 Å;
 в) ZnS : 1 – 380 Å; 2 – 900 Å; 3 – 1340 Å;
 г) CdS : 1 – 150 Å; 2 – 430 Å; 3 – 1360 Å.

Для всех составов различимы два линейных участка. Параметры изотерм сведены в табл.1, где a_1 и a_2 – тангенсы углов наклона первого и второго линейного участков соответственно; C_1 и C_2 – значения логарифмов удельной адсорбированной массы при $P_{отн} = 1$, полученные экстраполяцией двух линейных участков изотерм. Введем следующие обозначения, которые понадобятся далее: $\Delta m^*/m$ и $P_{отн}^*$ – удельная адсорбированная масса и относительное давление, соответствующие точке пересечения линейных участков изотерм.

На рис.2 представлены зависимости электропроводности пленок от удельной адсорбированной массы воды. В качестве величины, характеризующей изменение электропроводности при изменении давления паров воды использовалось отношение $\sigma/\sigma_{вак}$ (где $\sigma_{вак}$ – электропроводность образца в вакууме) что позволяет исключить влияние толщины пленок на результаты измерений.

Из рисунка видно, что для всех пленок характерны следующие особенности изменений электропроводности при адсорбции H_2O : при малых значениях $\Delta m/m$, вплоть до некоторого порогового значения $\Delta m_n/m$, электропроводность практически не меняется и совпадает с электропроводностью в вакууме $\sigma_{вак}$; при увеличении давления паров воды выше порогового $\sigma/\sigma_{вак}$ растет по экспоненциальному закону; в области больших значений адсорбированной массы наблюдается сублинейный рост $\sigma/\sigma_{вак}$ имеющий тенденцию к насыщению, которое, однако, не достигается вплоть до давления насыщающих паров воды.

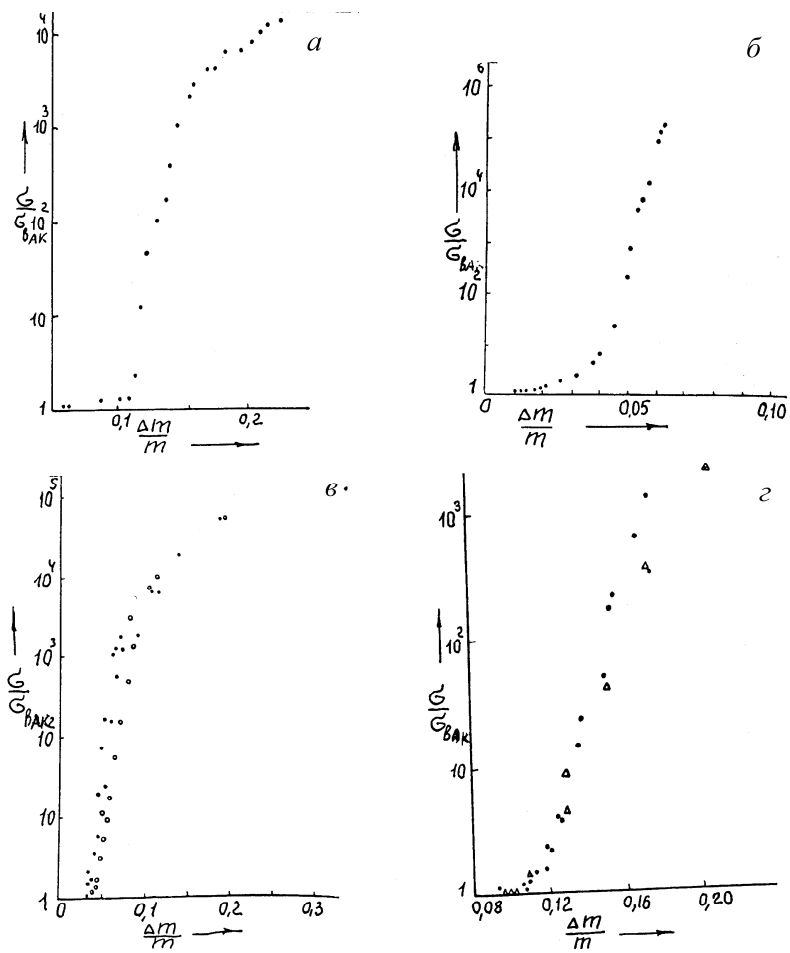


Рис. 2. Изменения электропроводности пленочных образцов реагентов с ростом удельной адсорбированной массы H_2O : а) AgI ; б) PbI_2 ; в) ZnS ; г) CdS .

Для разных реагентов различны как пороговые значения адсорбированной массы, так и диапазон изменения электропроводности на участках ее экспоненциального и сублинейного роста. Для сравнения этих зависимостей в таблицу 2 сведены значения их основных характеристических параметров; в табл.2 $\Delta m_n/m$ – пороговая адсорбированная масса, $\Delta m^*/m$ – адсорбированная масса в точке перехода от экспоненциального к сублинейному росту σ , $\sigma^*/\sigma_{\text{вак}}$ – достигаемая кратность изменения электропроводности под действием адсорбции при давлении P^* .

2. Обсуждение результатов измерений

Все исследуемые пленочные образцы обладают поликристаллической структурой [1], т.е. в отношении адсорбции достаточно дисперсной. Эффективная площадь поверхности таких дисперсных структур намного превышает геометрические размеры пленки, а топография адсорбции определяется всей эффективной поверхностью зерен, включая внутренние поверхности пор и межкристаллических каналов во всей трехмерной приповерхностной области слоев, куда проникают молекулы адсорбата. Последнее в нашем случае подтверждается тем, что для всех слоев относительная адсорбированная масса, приходящаяся на единицу массы вещества $\Delta m/m$ оказалась не зависящей от толщины пленки, а определяемой только относительным давлением паров воды (рис.1).

В [4, 5] показано, что адсорбция воды осуществляется по координационному механизму, в соответствии с которым первая стадия адсорбции – это связывание одиночных молекул H_2O на активных координационно-ненасыщенных центрах поверхности посредством донорно-акцепторной связи; на второй стадии большое число молекул присоединяется (в виде «грозди») к первичной посредством водородных связей.

Очевидно, что энергетика и топография адсорбции на первой и второй стадиях не идентичны, также как и их влияние на электропроводность приповерхностного слоя.

Обсудим представленные на рис.1 изотермы адсорбции. Гетерогенную поверхность поликристаллических пленок, содержащую центры с различными теплотами адсорбции, можно характеризовать экспоненциальным распределением центров по теплотам адсорбции

$$S(q) = S_0 e^{-\frac{q}{q_m}},$$

где $S(q)$ – доля центров с теплотой адсорбции q , q_m – параметр, характеризующий ширину распределения и, до некоторой степени, служащий оценкой средней теплоты адсорбции.

Как показано Хелси [6], адсорбция на поверхности такого типа приводит к изотерме Фрейндлиха

$$\Delta m = cP^{RT/q_m},$$

где Δm адсорбированная масса, T – абсолютная температура, R – универсальная газовая постоянная.

Так как все экспериментально полученные изотермы линеаризуются в координатах $\lg \Delta m/m - \lg P_{\text{отн}}$ (рис.1), то параметры q_m могут быть оценены по углу наклона линейных участков изотерм к оси абсцисс

$$q_{m_i} = \frac{RT}{\alpha_i}.$$

В рассматриваемом диапазоне давлений мы не наблюдаем первой стадии адсорбции, а имеем дело со второй стадией, т.е. с присоединением молекул воды посредством водородных связей, образованием гроздей на

координационносвязанных молекулах воды, локализованных на первичных активных поверхностных центрах. «Вогнутая» форма изотермы говорит о том, что такие поверхности (т.е. с уже заполненными активными центрами) не могут рассматриваться как гидрофильные. Однако, различия абсолютных значений адсорбированной массы Δm , темпа нарастания Δm по мере увеличения давления паров H_2O для различных адсорбентов свидетельствуют о том, что на динамике роста «гроздей» и последующего их слияния сказываются индивидуальные особенности энергетики и геометрии связей молекул воды с активными центрами. Мы полагаем, что для пороговой кристаллизации при льдообразовании на дисперсной структуре динамика разрастания «гроздей» является одним из ключевых факторов. Представляет интерес выявление любых индивидуальных особенностей изучаемых характеристик различных реагентов как в параметрах изотерм, так и в изменениях электропроводности.

Как указывалось выше, изотермы адсорбции пленок исследованных реагентов имеют два линейных участка, т.е. характеризуются двумя значениями параметра q_m распределения молекул по теплотам адсорбции. Переход от более неоднородной поверхности (большее значение q_m , меньшее параметра α) к однородной (меньшее значение q_m , большее параметра α) характеризуется точкой пересечения линейных участков изотермы с координатами $(\Delta m^*/m, P)$. Можно полагать, что при адсорбированной массе Δm^* , в основном все грозди, адсорбированные на первичных центрах, перекрываются между собой, т.е., начиная с давления P^* , островковый характер адсорбированного покрытия сменяется сплошным.

Параметры C_1 и C_2 изотерм адсорбции имеют смысл логарифмов предельной массы воды, адсорбируемой

поверхностью с параметрами неоднородности q_{m1} и q_{m2} соответственно.

Сопоставление обсужденных параметров изотерм адсорбции с пороговой температурой льдообразования реагентов (табл.1) позволяет высказать предположение о том, что более высоким пороговым температурам соответствуют более однородные поверхности (как на стадии островкового, так и сплошного покрытия), более низкие значения адсорбированной массы и более высокие давления, при которых достигается переход от островкового к сплошному покрытию. Менее наглядна корреляция $T_{п}$ с параметрами C_2 , особенно, C_1 , однако они должны быть включены в рассмотрение, поскольку образование и рост кристаллов льда может начаться только после превышения адсорбированной массой значений, определяемых этими параметрами.

Корреляция пороговой температуры с параметрами изотерм адсорбции может быть усилена, если использовать следующую комбинацию этих параметров:

$$\alpha = \frac{a_1 a_2 P_{отн}}{\Delta m^*/m} \cdot \frac{C_1}{C_2}.$$

Значения параметра γ , полученные в данной работе и приведенные в табл.3, иллюстрируют корреляцию между γ и пороговой температурой. Характер изменения электропроводности при увеличении адсорбированной массы также позволяет ввести параметры, коррелирующее с пороговой температурой льдообразования: это – пороговая масса адсорбированной воды $\Delta m_n / \Delta m$, соответствующая началу роста электропроводности; масса адсорбированной воды $\Delta m^*/m$, соответствующая точке пересечения линейных участков на графиках зависимости электропроводности от адсорбированной массы; изменение электропроводности

$\sigma^*/\sigma_{\text{вак}}$, соответствующее адсорбированной массе $\Delta m^*/m$. Значения этих параметров для исследованных реагентов приведены в табл. 2. Для оценки корреляции между значениями указанных параметров и пороговой температурой льдообразования можно такие использовать комбинацию, аналогичную введенной выше:

$$\gamma_{\sigma} = \frac{(\Delta m_n / \Delta m)(\Delta m^* / m)}{\sigma^* / \sigma_{\text{вак}}}.$$

По нашему мнению, пороговый характер зависимости электропроводности от адсорбированной массы подтверждает существование двух стадий адсорбции – островковой и сплошной. Эти составляющие обуславливают рост электропроводности при адсорбции: 1) перенос, контролируемый механизмом протекания, обусловленный сглаживанием потенциального рельефа пленки при адсорбционном заряджении поверхности; 2) протонный перенос по водяному покрову поверхности. Отсутствие заметных изменений σ при малых значениях адсорбированной массы говорит о том, что в данном диапазоне давлений первый механизм несуществен, а протонная проводимость еще не реализуется вследствие островкового характера адсорбционного слоя. При увеличении адсорбированной массы увеличиваются размеры «гроздей»; при их слиянии возникают каналы протонной проводимости, причем такие каналы могут возникнуть до появления сплошной полимолекулярной пленки. Это эквивалентно возрастанию эффективной подвижности носителей. Аналогичный эффект изучен в работах [7, 8] для кварца, где показано, что источниками протонов могут являться сильно деформированные координационно-связанные молекулы воды на активных поверхностных центрах. Интенсивный протонный обмен имеет место внутри гроздей молекул воды, т.е. число

подвижных протонов пропорционально адсорбированной массе (числу гроздей и, возможно, их размерам).

При дальнейшем росте адсорбированной массы число таких каналов растет, их средняя длина приближается к межэлектродному расстоянию, что сопровождается быстрым ростом электропроводности. Этот процесс имеет пределом формирование сплошного адсорбционного покрытия, после чего рост электропроводности становится приблизительно пропорциональным толщине покрытия (величине адсорбированной массы). В свою очередь, динамика этих процессов определяется плотностью активных координационно-ненасыщенных центров, т.е., в конечном итоге гидрофильностью исходной чистой поверхности. На гидрофильных поверхностях разрастание водяных кластеров и их слияние с образованием каналов проводимость должно происходить при меньших упругостях пара, чем на гидрофобных поверхностях.

Сравнение изотерм (рис.1 *а, б*) с изотермами (рис.1 *в, г*) несомненно позволяет сделать вывод о гидрофобности (рис.1 *в, г* по сравнению с рис. 1 *а, б*).

Отмеченное выше соответствие изломов на зависимостях $\Delta t/t$ от $P_{отн}$ и $\sigma/\sigma_{вак}$ от $\Delta t/t$ одинаковым значениям $\Delta t^*/t$ с учетом того, что экспоненциальный рост σ при этом переходит в сублинейный, позволяет считать, что при этих массах в основном завершается формирование сплошного водяного покрытия и дальнейшая адсорбция на полимолекулярной водяной пленке идет о меньшими значениями q_m

Можно ожидать, что процессы протонного переноса, связанные со степенью обобществления молекул в грозди и вдоль поверхности адсорбционного покрытия, будут коррелированы с процессом зарождения и роста кристаллов льда.

Табл.1.

Параметры изотерм адсорбции

Реагент	T_n , °C	a_1	a_2	C_1	C_2	$\Delta m^*/m$	$P_{отн}^*$
AgI	-4	1,22	9,2	-0,94	-0,28	0,12	0,8
PbI ₂	-6	1,18	5,6	-0,89	-0,72	0,09	0,7
ZnS	-18	0,64	2,9	-0,80	-0,69	0,13	0,8
CdS	-19	0,28	2,2	-0,92	-0,78	0,13	0,5

Табл.2.

**Параметры зависимости электропроводности от
адсорбированной массы**

Реагент	$\Delta m_n / \Delta m$	$\Delta m^* / m$	$\sigma^* / \sigma_{вак}$
AgI	0,04	0,085	$4 \cdot 10^4$
PbI ₂	0,04	0,07	$1 \cdot 10^6$
ZnS	0,10	0,14	$5 \cdot 10^5$
CdS	0,10	0,18	$2 \cdot 10^3$

Табл.3.

Значения прогнозирующих параметров

Реагент	$T_n, ^\circ\text{C}$	$\gamma (\gamma^*)$	$(\Delta m^*/m)/(\Delta m_n/m)$
AgI	-4	340 (1)	1,20
PbI ₂	-5	100 (3)	2,75
ZnS	-18	15 (30)	2,25
CdS	-19	1 (100)	1,80

Основываясь на данных расчетов комплексных параметров γ и γ_σ (см. табл.1 – 3), можно сделать заключение, что в наибольшей степени с T_n коррелирует отношение $(\Delta m^*/m)/(\Delta m_n/m)$, γ и γ_σ

Заключение

На настоящем этапе исследования не представляется возможным дать надежную физическую интерпретацию связи параметров исследованных зависимостей о механизмом льдообразования, однако наличие такой связи можно считать подтвержденным, что проявляется в достаточно хорошей корреляции параметров γ и γ_σ с пороговой температурой льдообразования. Расширение круга изученных реагентов потребует уточнения параметров или позволит определить классы реагентов, для которых параметр γ и γ_σ может играть роль прогнозирующего.

Авторы благодарны Я.С.Павляк, В.В.Пилипенко, Т.Г.Ходячих за большой вклад в проведение лабораторных измерений.

Литература

1. Власов С.А., Гирс С.П., Довгалюк Ю.А., Королев В.А., Кочемировский А.С., Пивоварова Л.В. К исследованию изменений поверхностной электропроводности некоторых льдообразующих веществ при взаимодействии с водяным паром. Труды ГГО, 1979, Вып.420. – С. 76 – 81.
2. Бажанова А.Е., Савельева З.И. Метод измерения адсорбции на поверхности монокристалла // Журнал физической химии. – 1969. – Т.43. – №6. – С .1618 – 1620.
3. Довгалюк Ю.А., Кочемировский А.С., Кочемировская Г.А., Власов С.А., Пивоварова Л.В. О возможности прогнозирования льдообразующей активности реагентов по косвенным данным лабораторных измерений / В сб. «Вопросы физики облаков. Облака, осадки и атмосферное электричество». СПб.: Гидрометеоиздат, 2004. – С. 253 – 264.
4. Киселев В.Ф. Реакционная способность хемосорбированных молекул и электронные процессы в полупроводнике // ДАН СССР. – 1967. – Т. 176. N1. – С. 124 – 127.
5. Киселев В.Ф. Поверхностные явления в полупроводниках и диэлектриках. – М., 1970. – 399 с.
6. Дж.Хелси, Катализ. Вопросы теории и методы исследования. ИЛ. 1953, с.244.
7. Федорович Ю.В., Думиш Л. К. Миграция подвижных зарядов по поверхности различных диэлектриков в МДП-структуре // Микроэлектроника. – 1973 – Т. 2 – Вып.2. – С. 159 – 165.
8. Курзаев А.Б., Козлов С.Н., Киселев В.Ф. Об электропроводности и молекулярной подвижности адсорбированной на поверхности двуокиси кремния воды // ДАН СССР. – 1976. – Т.228. – N.4. – С.877 – 880.

Синькевич А.А., Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ
И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ВЛИЯНИЯ КОРОННОГО РАЗРЯДА
НА ЭЛЕКТРИЗАЦИЮ ЧАСТИЦ И ФАЗОВЫЕ
ПЕРЕХОДЫ ВОДЫ В ОБЛАКАХ
(ОБЗОР РАБОТ ГГО)**

Введение

Электрическая структура облака является результатом действия многих механизмов заряжения облачных частиц (диффузионного, индукционного, контактного, связанного с фазовыми переходами, дроблением облачных частиц, а также обусловленного коронными разрядами) [2]. Шишкиным Н.С. выполнено большое число работ по исследованию как диффузионного, так контактного заряжения. Он был один из первых специалистов по физике облаков, обративший особое внимание на явление коронирования в облаках. Он теоретически обосновал возможность формирования грозового облака вследствие коронирования частиц осадков. Под его непосредственным руководством выполнен цикл лабораторных экспериментов, которые позволили получить информацию о величине заряда на каплях и кристаллах при коронировании частиц, а также было установлено, что в области коронного разряда наблюдаются микрофизические преобразования в облаках [1, 5, 6, 11, 12, 13, 14]. Ниже приводится обзор работ, выполненных Н.С.Шишкиным, а также его учениками.

Коронный разряд в облаках может возникать при сближении заряженных частиц осадков, а также в сильных электрических полях с отдельных частиц и при их

взаимодействиях. В сильных электрических полях коронный разряд с асимметричных частиц развивается с конца, имеющего наименьший радиус кривизны. При этом происходит разделение электрических зарядов между частицей и воздухом. Процесс коронного разряда с капли протекает следующим образом [4]. Под действием электрических сил сферическая капля начинает растягиваться вдоль направления поля, вследствие чего на полюсах происходит рост напряженности электрического поля, что является источником дальнейшего деформирования капель. При наличии высоких напряженностей электрического поля здесь имеет место процесс с положительной обратной связью. В результате, возможно появление коронного разряда и в случае превышения электрических сил над силами поверхностного натяжения – разрушение капли. Если в сильном электрическом поле находится кристалл, то он также может являться источником коронного разряда. При этом коронирование начинается с его острых граней.

Анализ литературы, посвященной коронному разряду в облаках показал, что исследования были направлены на решение следующих вопросов.

1. Исследование условий, при которых наблюдается коронный разряд в облаках.
2. Оценка частоты появления коронных разрядов в облаках.
3. Исследования роли коронного разряда в зарядении гидрометеоров.
4. Определение тока коронного разряда.
5. Оценка влияния коронного разряда на концентрацию ионов в облаках.
6. Изучение роли коронного разряда в формировании стримеров и инициирования молний.
7. Влияние коронного разряда на преобразования микрофизических характеристик облака.

8. Исследования роли коронного разряда в формировании радиоизлучения облаков.

Шишкин Н.С., его ученики и последователи наибольшее внимание в своих исследованиях уделяли вопросам оценки частоты появления коронных разрядов, роли коронного разряда в зарядении гидрометеоров, оценки влияния коронного разряда на концентрацию ионов, и влиянию коронного разряда на замерзание капель. Был выполнен также цикл работ по изучению влияния разрядов (стримеров) на характеристики облака (тумана).

Отметим, что наибольший вклад внесли лабораторные эксперименты. Достаточно большое количество работ было связано с теоретическими исследованиями и использованием численного моделирования тех или иных процессов. Полностью отсутствуют исследования этих процессов в натуральных условиях, что связано со сложностью проведения такого рода экспериментов.

1. Теоретическая оценка частоты появления коронных разрядов в облаках

В одной из своих первых работ, используя простую численную модель облака, Шишкин Н.С. [10] полагая, что каждое соударение крупных гидрометеоров (частиц осадков) приводит к коронированию, рассчитал частоту появления коронных разрядов в облаке [11, 12]. Им было показано, что при интенсивности осадков в облаке 10 мм/час следует ожидать $10 \text{ м}^{-3} \text{ с}^{-1}$ соударений крупных частиц друг с другом и соответственно равное число актов коронирования. Можно ожидать, что коронирование будет происходить не только при соударениях, но и при сближении гидрометеоров. Эта задача была решена позднее в работах Сталевич Д.Д. и Учеваткиной Т.С. [8, 9] и Шишкина Н.С. [10]. Они оценивали число сближений при разных расстояниях между падающими частицами осадков. Для распределения частиц дождя по

размерам использовалась формула Маршалла-Пальмара. Распределение частиц осадков в пространстве предполагалось случайным. Было получено, что число сближений зависит существенным образом от интенсивности дождя и расстояния сближения. При этом для расстояния в 1.5 мм, когда, как показали лабораторные эксперименты, следует с высокой вероятностью ожидать актов коронирования частиц, суммарное число сближений при интенсивности осадков в 10 мм/ час оказалось равным $10 \text{ м}^{-3} \text{ с}^{-1}$. Число сближений такого же порядка получено для реального ливневого дождя при использовании данных непосредственных измерений размеров капель [9].

2. Скорость ионообразования в облаках при коронных разрядах

Известно, что скорость ионообразования составляет 10 пар ионов $\text{см}^{-3} \text{ с}^{-1}$. В области коронного разряда следует ожидать значительного увеличения скорости ионообразования. Шишкин Н.С. первым предпринял попытку оценить скорость ионообразования в облаке вследствие коронных разрядов между падающими крупными частицами осадков [12]. Для этого он проанализировал опыты Сартора и Аткинсона [16], которые изучали возникновение коронного разряда между падающими каплями, имеющими заряды $\pm 0,21$ эл.ст. ед. и радиус 0,08 мм в горизонтальном электрическом поле. Потенциал каждой такой капли равен

$$V = q / r = 2,6 \text{ эл.ст.ед.} = 1,6 \cdot 10^{12} \text{ эв}$$

Известно, что для большинства атмосферных газов потенциал ионизации заключается в пределах от 11 до 20 эв. Полагая, что если вся энергия сблизившихся капель затрачивается на ионизацию, то в окружающем эти капли

пространстве может возникнуть около 10^{11} пар ионов. Шишкин Н.С. выполнил оценку степени ионизации грозового облака вследствие наличия коронных разрядов. Он рассматривал грозовое облако, в котором радиус капель (или зародышей града) составлял 0,6 – 0,8 мм, интенсивность осадков внутри облака 10 мм/час (концентрация частиц $3,5 \text{ л}^{-1}$). Было подсчитано, что число соударений частиц друг с другом составляет примерно $10 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$. Если полагать, что каждое сближение частиц приводит к коронированию, то получается скорость ионообразования $10^7 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$.

3. Заряжение гидрометеоров в области коронного разряда

Шишкин Н.С. и Першина Т.А. выполнили серию лабораторных экспериментов по исследованию заряжения капель в области коронного разряда [5, 6, 14]. Коронный разряд создавался либо между неподвижными каплями, посаженными на нити микроманипулятора, либо между падающей и неподвижной (заземленной) каплей. Потенциал, подаваемый на падающую каплю, варьировался от 0.7 до 3 кВ.

В работе [14] было исследовано заряжение капель тумана в поле коронного разряда между крупными каплями. Водность тумана составляла 1 г/м^3 . Средний радиус капель был 3 мкм. Показано, что при продолжительном поддержании короны суммарный заряд капель тумана за время менее минуты может достигать в среднем 7 Кл/км^3 . Наблюдалось преимущественно отрицательное заряжение капель тумана.

Аналогичные эксперименты были проведены и для кристаллического тумана [5]. В камере туманов создавался кристаллический туман, который заряжался в поле коронного разряда между двумя замерзшими каплями. На эти капли подавался потенциал 3 – 5 кВ. Кристаллы тумана в основном имели размер 10 – 30 мкм. Было получено, что имеет место в основном отрицательное заряжение тумана. Суммарный заряд

кристаллов в опытах достигал 8 – 15 Кл/км³. При этом значения заряда кристаллов получалось при потенциале в 3 кВ на коронирующих каплях почти таким же, как и для капель (при исследовании жидкокапельного тумана) при потенциале в 1 кВ. Это позволяет сделать вывод о том, что капли заряжаются в области коронного разряда сильнее, чем кристаллы в аналогичных условиях.

Чтобы приблизить условия образования коронных разрядов к условиям в грозовом облаке, Шишкин Н.С и Першина Т.А. выполнили изучение заряжения капельного тумана под влиянием коронных разрядов, возникающих между падающими каплями и неподвижной каплей (электрически изолированной) [6]. Авторами показано, что наличие отрицательной короны между крупными каплями приводит преимущественно к отрицательному заряжению капельного тумана. По результатам указанной работы 76% капель были заряжены отрицательно и только 24% - положительно. Доля заряженных капель составила 40% из всех капель. Суммарный заряд капель в единице объема во всех опытах был отрицательным и достигал 4 – 5 Кл/км³ через 90 – 100 с после момента пуска тумана.

Результаты теоретических исследований роста зарядов на каплях облака вследствие коронирования крупных частиц (частиц осадков) приведены в работе Шишкина Н.С. [12]. Были выполнены модельные расчеты роста заряда облачных капель за счет адсорбции ионов при скорости ионообразования $10^4 \text{ см}^{-3}\text{с}^{-1}$. На рис.1 показано изменение зарядов капель разного размера со временем. Для сравнения пунктиром показан рост заряда капли радиусом 10 мкм при скорости ионообразования $10\text{см}^{-3}\text{с}^{-1}$, характерной для обычной ионизации в атмосфере.

Видно, что увеличение скорости ионообразования приводит к резкому возрастанию заряжения капель. Уже за первые 30 с капли приобретают заряд порядка 100 – 200 элементарных зарядов. Вычисления проведены для общей

концентрации капель 100 см^{-3} . Показано, что для облака с интенсивностью осадков в 10 мм/час напряженность поля за счет коронирования может достигать нескольких тысяч вольт на сантиметр. Таким образом, можно сделать вывод, что данный механизм электризации весьма интенсивен и может создавать условия необходимые для появления стримеров, дающих начало грозовому разряду.

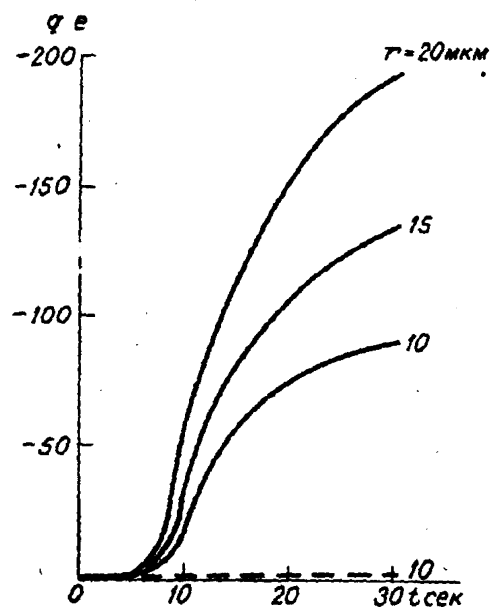


Рис. 1. Рост со временем заряда капель разного размера при скорости ионообразования $10^4 \text{ см}^{-3} \text{ сек}^{-1}$

4. Замерзание капель в области коронного разряда

В 1979 г. Шишкиным Н.С. с сотрудниками был выполнен цикл лабораторных экспериментов по изучению замерзания водяных капель в области коронного разряда [1].

Опыты проводились в камере туманов. Коронный разряд (положительная корона) создавался между двумя замерзшими каплями (радиус капель 0,5 – 1,4 мм). Для создания короны на капли подавалось напряжение 2 – 3 кВ. В ходе экспериментов расстояние между каплями варьировалось. Для исследования влияния коронного разряда на температуру замерзания капель вблизи коронирующих частиц помещалась капля дистиллированной воды радиусом 0,5 – 0,7 мм. Затем она охлаждалась и измерялась температура при которой капля замерзала. Были проведены 2 серии экспериментов: в отсутствие коронного разряда и при наличии коронного разряда (всего около 200 опытов). В результате было получено, что в отсутствие коронирования средняя температура замерзания капель составляла -18.1°C , изменяясь в пределах от -15.0 до -20.6°C . При наличии коронного разряда температура замерзания капель существенно повышалась и могла достигать -3 - -5°C (рис 2). Замерзание капли всегда начиналось с нижнего конца, обращенного к коронирующей частице.

На рис.2 показано изменение температуры замерзания капель дистиллированной воды, находящихся на разных расстояниях от зоны коронирования, в зависимости от расстояния между коронирующими частицами.

По мере удаления капель от коронирующей частицы происходит плавное понижение температуры замерзания. Таким образом, результаты лабораторных экспериментов показали, что на расстояниях до 3 мм наблюдается замерзание капель при достаточно высоких температурах, что может иметь весьма важное значение для формирования микрофизической структуры облака.

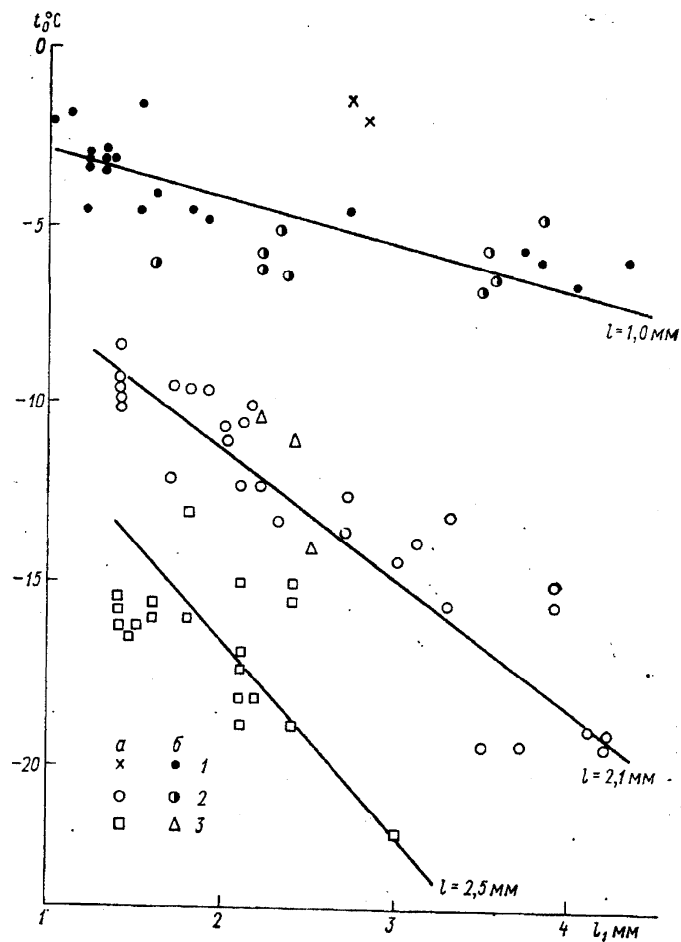


Рис.2. Зависимость температуры начала замерзания капель t_0 от расстояния l_1 между каплей и коронирующей частицей при разности потенциалов 2,5 кВ для гладких ледяных сфер (а) и шероховатых (б).

1 – $l=1,0$ мм; 2 – $l=2,1$ мм; 3 – $l=2,5$ мм.

Впоследствии работы в этом направлении были продолжены [3]. Методика экспериментов была аналогичной той, которая описана выше. Отличие состояло в том, что помимо постоянного электрического поля использовалось и переменное электрическое поле, создаваемое генератором импульсного напряжения. Напряженность постоянного электрического поля составляла в различных экспериментах от 4 до 30 кВ/см. Напряженность переменного электрического поля варьировала от 5 до 30 кВ/см (приводятся данные о максимальной расчетной напряженности электрического поля в промежутке между каплями или иглодержателями). Постоянное электрическое поле в первой серии экспериментов поддерживалось в течение всего опыта. Во второй серии экспериментов формировалось переменное электрическое поле, генератор импульсного напряжения включался в различных опытах на время от 1 до 30 с.

В фоновых экспериментах, когда отсутствовало постоянное или переменное электрическое поле (рис. 3) среднее значение температуры замерзания составило $-15,5^{\circ}\text{C}$, что характерно для дистиллированной воды, которая хранилась в течение 2—5 месяцев с момента дистилляции.

При наложении постоянного электрического поля температура замерзания повышалась. В результате среднее значение, медиана и мода температуры замерзания смещались в область более высоких значений температур на $3-5^{\circ}\text{C}$ по сравнению с фоновыми опытами. При этом отмечается уширение спектра повторяемости температуры замерзания капель. Последнее, по-видимому, может быть объяснено тем фактом, что напряженность создаваемого электрического поля в экспериментах варьировалась в серии опытов от 4 до 30 кВ/см.

Переменное электрическое поле, сопровождаемое коронными разрядами, приводит к еще большему смещению среднего значения, медианы и моды в область больших температур. При этом значения температуры замерзания

оказались в более узком интервале от -4 до ~ -8 °С. Такая высокая температура характерна для случаев замерзания капель при воздействиях лучшими из известных в настоящее время реагентов. Из графика видно, что диапазон значений температуры замерзания весьма узок, что указывает на сильное влияние разрядов на замерзание капель.

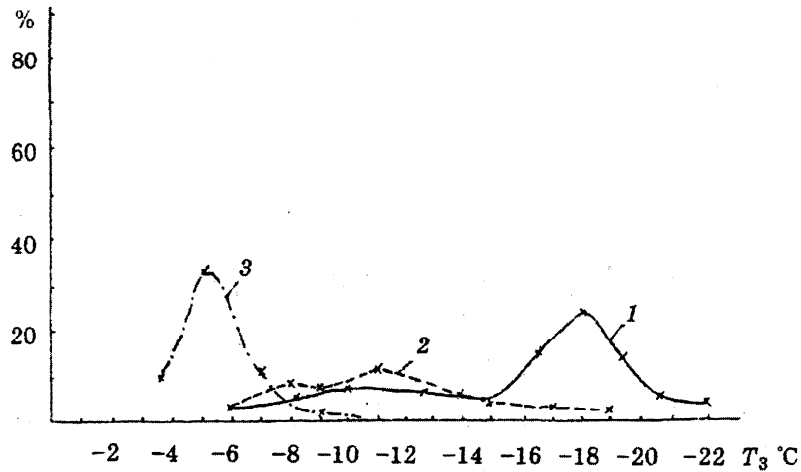


Рис.3. Повторяемость значений температуры замерзания капель T_3 в различных экспериментах

1 – без электрического поля;

2 и 3 – соответственно, с постоянным и переменным электрическим полем

5. Влияние разрядов от высоковольтного источника на характеристики тумана

Логическим продолжением работ по изучению коронного разряда явились эксперименты по исследованию роли разрядов большего масштаба и напряжения [3, 15]. В

частности, представляет безусловный интерес влияние стриммеров на микрофизические и электрические характеристики тумана. Для моделирования этого явления была выполнена серия экспериментов в большой камере туманов (БКТ) ГГО, которая представляет собой цилиндр высотой 10 м и диаметром 4 м.

Для создания в БКТ высоковольтного разряда использовался трансформатор Тесла. Конструктивно трансформатор Тесла представляет собой цилиндр высотой около 2 м, стоящий на полу в центре камеры. Цилиндр сверху заканчивается электродом, имеющим полусферическую поверхность, на которую подавался высокий потенциал. На высоте 80 см над ним был подвешен металлический шар, который через высокоомное сопротивление соединен со стенкой камеры. Разряды с электрода попадали в шар, подключенная к нему специально разработанная электронная схема позволяла измерять напряжение на шаре при пробое воздуха в камере, а следовательно и на трансформаторе. Измерения напряжения, возникающего на трансформаторе, показали, что оно представляет собой пакет импульсов с затухающей по экспоненте амплитудой. Частота импульсов в пакете постоянна. Первый импульс в пакете всегда положительной полярности и имеет амплитуду 7,5 млн В, период импульсов в пакете 6 мкс, период импульсов высокочастотного заполнения 0,5 мкс.

Выполнялись два вида экспериментов: а) опыты без воздействия на туман; б) опыты с воздействием на туман. В первом случае в камере создавался туман и измерялись его микрофизические характеристики вплоть до момента полного его рассеяния (время жизни тумана составляло около 30 мин). Аналогично выполнялись эксперименты с трансформатором Тесла. При этом он включался один или несколько раз в период, когда шел процесс рассеяния тумана (время рассеяния составляло около 20 мин). Длительность работы

трансформатора не превышала 15 – 30 с. При этом также измерялись характеристики тумана.

Оптическая плотность. Для оценки эффекта воздействий в качестве критерия был выбран параметр $q = D_i / D_{i+1}$, где D_i - значение оптической плотности в момент времени i , D_{i+1} – значение этой же характеристики через 5 мин. По существу, q характеризует градиент оптической плотности тумана. Значения q были получены для случаев с воздействиями и без воздействий.

Воздействия на туман с помощью трансформатора Тесла приводят к увеличению значения q . При этом увеличиваются как средние значения, так и соответствующие значения их повторяемостей. Так, отношение средних значений q после воздействий к соответствующим значениям q до воздействия во всех рассмотренных сериях экспериментов составило 1,2 – 1,4. Для теплых туманов ($T > 0^\circ\text{C}$) максимум повторяемости q без воздействий приходился на градацию 1,0—1,5, в то время как при воздействии — на градацию 1,5 – 2,0. Следовательно, при ионизации среды (после воздействий) скорость изменения оптической плотности за 5 мин в среднем на 20 – 40 % больше, чем в случае отсутствия ионизации.

При отсутствии воздействий временной ход оптической плотности достаточно плавный. Воздействия приводят к характерному увеличению оптической плотности на период работы трансформатора Тесла. Причем в отдельных опытах это увеличение достигает 25%. Заметное увеличение наблюдается только при высоких значениях водности тумана. По-видимому, наблюдаемое увеличение плотности связано с разрушением крупных капель в период работы генератора, и, следовательно, с увеличением эффективной поверхности, рассеивающей излучение.

Водность тумана. В качестве анализируемого параметра было выбрано изменение водности во времени за 5-минутный интервал (dw/dt , г/(м³·с)). Максимум

повторяемости для случаев без воздействий приходится на интервал значений $0,01 - 0,40 \text{ г}/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$, в то время как для случаев с воздействиями — на интервал $0,4 - 0,6 \text{ г}/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$. При этом на последний интервал приходится 50 % всех значений. В среднем скорость изменения влажности за каждые 5 мин при воздействиях на 45 % больше, чем без воздействий.

Размер капель тумана. Микроструктура тумана исследовалась с помощью заборников капель. Начальное число капель в пробе составляло 470 – 1120 (при максимальной оптической плотности тумана). В последующих пробах, взятых через 10 – 20 мин после первой пробы, число капель было существенно меньше и находилось в пределах 180 – 380. Средний диаметр капель составлял 7 – 17 мкм, а максимальный – 20 – 90 мкм. Скорость роста среднего диаметра капель во времени составляла 0,06 мкм/с.

После воздействий трансформатором Тесла в течение 1—3 мин происходило заметное укрупнение капель, диаметр которых может достигать 200 – 300 мкм. Скорость роста среднего диаметра капель составила 0,10 мкм/с. Сравнение скоростей роста средних диаметров капель позволяет сделать вывод о том, что воздействия привели к увеличению скорости роста капель на 56% .

Напряженность электрического поля. Для оценки влияния генератора на электрическое поле объемного заряда выполнялись измерения напряженности электрического поля в моменты времени до включения генератора ($E(1)$) и через 1 – 5 с после его выключения ($E(2)$). Гистограмма повторяемости отношения $E(2)/E(1)$ приводится на рис. 4, из которого видно, что это отношение изменяется от 2,5 до 50. В подавляющем большинстве случаев (63,3%) наблюдается возрастание напряженности электрического поля более чем на порядок величины. Среднее значение отношения $E(2)/E(1)$ оказалось равным 14,5. Этот факт представляется весьма важным. Из физических соображений ясно, что разряд должен приводить к снижению напряженности электрического поля. Данный

процесс не удается проследить вследствие достаточно большой постоянной времени измерителя напряженности электрического поля по сравнению со временем нарастания напряжения на трансформаторе Тесла. Однако важно подчеркнуть, что электрическое поле трансформатора и следующий за ним разряд приводят к сильной ионизации среды с последующим зарядом капель. Вследствие этих процессов может наблюдаться существенное повышение напряженности электрического поля. Не исключено, что электрические разряды, которые имеют место на предгрозовой стадии в кучево-дождевых облаках и наблюдаются в виде предгрозового радиоизлучения, являются тем фактором, который обуславливает резкое повышение напряженности электрического поля, приводящего к появлению молний.

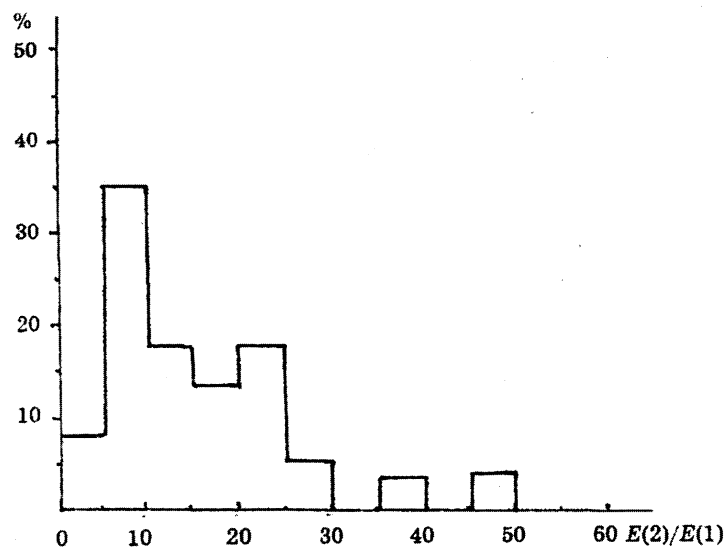


Рис.4 Гистограмма повторяемости отношения $E(2)/E(1)$

Выводы

Результаты экспериментов, выполненных Шишкиным Н.С., его учениками, а также учеными в нашей стране и за рубежом, позволяют сделать предположение, что процесс формирования грозового облака может быть следующим. При появлении частиц осадков в облаке начинается их гравитационное оседание. При своем росте (за счет диффузионного механизма), а также вследствие коагуляции с заряженными облачными каплями частицы осадков (это могут быть как капли, так и крупные кристаллы, град, крупа) приобретают заряды достаточные для появления коронных разрядов между ними. Появление коронных разрядов приводит к значительной ионизации локальных областей в облаке, что, в свою очередь, усиливает зарядение облачных капель. Начинает действовать механизм положительной обратной связи, что обеспечивает резкий рост зарядов в облаке. Кроме того, появление в области коронных разрядов кристаллов приводит и к фазовой неустойчивости облака. Наличие кристаллической фракции также усиливает процесс электризации облака вследствие контактных механизмов электризации. Все это обеспечивает накопление в отдельных частях облака зарядов, достаточных для пробоя воздуха. Продолжающиеся коронные разряды являются спусковым механизмом для появления стримеров. Появившиеся стримеры обеспечивают еще более сильную ионизацию облака, зарядение облачных частиц, усиление коронирования, создаются условия для формирования молний в облаках. При этом на последней стадии электризации облака локальное увеличение напряженности электрического поля может сопровождаться уже коронированием с отдельных облачных частиц (капель и кристаллов, особенно в верхних частях конвективного облака, где условия для коронирования более благоприятные). Это резко усиливает ионизацию облака,

заряжение капель. Коронирование также может приводить к значительному увеличению числа кристаллов.

Появление коронных разрядов сказывается на излучении облака в радиодиапазоне. По мере нарастания коронирования и появления стриммеров отмечается и рост мощности радиоизлучения.

Естественно, что данная гипотеза электризации облака нуждается в уточнениях и проверке. Весьма интересным представляется сравнение механизмов контактной электризации и электризации вследствие коронных разрядов. При этом эти механизмы, видимо, не следует противопоставлять а необходимо рассматривать в совокупности. Однако, совершенно очевидно, что коронирование в облаках в значительной степени ответственно за появление значительных зарядов, формирование микроструктуры облака и появления грозových явлений. Роль Шишкина Н.С. в изучении данного явления, как видно из данной статьи, является выдающейся.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 00-15-99066).

Литература

1. Башкирова Г.М., Першина Т.А., Шишкин Н.С. Исследование замерзания крупных водяных капель в области коронного разряда. Тр.ГГО, 1979, вып. 405, с.71 – 75.
2. Гирс С.П., Довгалюк Ю.А. О механизмах заряжения облачных капель в теплых облаках (обзор). ВНИГМИ МЦД, 1975, 51 с.
3. Довгалюк Ю.А., Пономарев Ю.Ф., Першина Т.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д. Исследования электрических воздействий на микроструктуру туманов (лабораторные эксперименты). Современные исследования Главной геофизической обсерватории.

- Юбилейный сборник к 150-летию со дня основания, т.1, 1999, с.270 – 284.
4. Мучник В.М., Фишман Б.Е. Электризация грубодисперсных аэрозолей в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1982, 207 с.
 5. Першина Т.А., Шишкин Н.С. Исследование заряжения кристаллического тумана в поле коронного разряда между замерзшими каплями. Тр.ГГО, 1976, вып. 372, с.23 – 27.
 6. Першина Т.А., Шишкин Н.С. О заряжении капель тумана в области коронного разряда. Тр.ГГО, 1977, вып. 389, с.47 – 50.
 7. Райзер Ю.П. Физика газового разряда. М.Наука,1992, 535 с.
 8. Сталевич Д.Д. и Учеваткина Т.С. Число сближений капель дождя в осадках различной интенсивности.Тр. ГГО, 1979, вып.405, с.33 – 43.
 9. Сталевич Д.Д. и Учеваткина Т.С. Изменение числа сближений капель дождя в процессе выпадения осадков. Тр. ГГО, 1979, вып.420, с.3 – 14.
 10. Шишкин Н.С. О возникновении коронных явлений в конвективных облаках. Тр.ГГО, 1983, вып. 469, с.3 – 6.
 11. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозное электричество. Л.:Гидрометеиздат, 1964, 402 с.
 12. Шишкин Н.С. Об условиях перехода облака в грозную стадию. Тр.ГГО, 1971, вып. 262, с.94-103.
 13. Шишкин Н.С. О максимально возможной электризации облаков при наличии коронных разрядов между падающими частицами осадков. Тр.ГГО, 1974, вып. 290, с.16-20.
 14. Шишкин Н.С., Першина Т.А. Исследование заряжения капель тумана при наличии коронных разрядов между заряженными крупными каплями. Тр.ГГО, 1973, вып. 302, с.55-61.

15. Afanasev D.Yu., Dovgaljuk J.A., Pershina T.A., Ponomarev Yu.Ph., Sinkevich A.A., Stepanenko V.D. The influence of great electrical fields on fog microstructure (laboratory experiment). 10th International Conference on Atmospheric Electricity, Osaka, 1996, p.136 – 139.
16. Sartor J.D., Atkinson W.R. Charge transfer between raindrops. Science, 1967, V.157, N3794, 1967. p37 – 52.

Довгалоук Ю.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д.,
Веремей Н.Е., Волков Н.Н., Куров А.Б.

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ЛАБОРАТОРНОГО КОМПЛЕКСА ГГО ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Процессы облако- и осадкообразования в атмосфере сложны и обусловлены совокупностью действия многих физических процессов разного масштаба. Это создает значительные трудности при их изучении и требует широкого использования лабораторного моделирования, поскольку оно позволяет воспроизвести отдельные стороны облачных процессов и выявить влияние на них различных факторов. Более того, некоторые сведения о процессах в облаках из-за удаленности и изменчивости объекта могут быть получены только с помощью лабораторного эксперимента. Именно поэтому еще со времен ЛИЭМа лабораторное моделирование стало одним из ведущих направлений работ ГГО им. А.И.Воейкова по физике облаков и активных воздействий.

Первые лабораторные установки были созданы в 1930-е годы. С тех пор, и особенно в послевоенное время, шло развитие и модернизация лабораторного комплекса ГГО. Этими работами в разные годы руководили выдающиеся ученые: Оболенский В.Н., Никандров В.Я., Шишкин Н.С. В последнее десятилетие развитие и модернизация лабораторного комплекса ГГО замедлилась в связи с общим снижением финансирования науки. Тем не менее, появление новых информационных технологий, высокотехнологичных приборов открывает новые возможности по лабораторному исследованию облаков и туманов.

1. Состав и характеристики лабораторного комплекса

В настоящее время лабораторный комплекс насчитывает шесть основных установок (рис.1), которые используются для решения разнообразных задач физики облаков и имеют существенно разный рабочий объем.

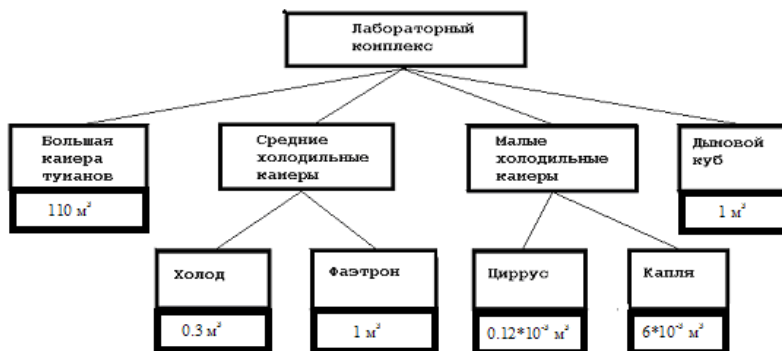


Рис.1 Схема лабораторного комплекса

1.1. Большая камера туманов

Установка представляет собой камеру туманов объемом 110 м^3 . Это – цилиндр высотой 10 м и диаметром 4 м. Она располагается на 2 этажах здания ГГО. Имеются специальные окна для наблюдений и забора проб аэрозолей на обоих этажах. Внутренние стенки камеры выполнены из нержавеющей стали для предотвращения коррозии. В подвальном помещении располагается холодильная установка и паровой котел для создания тумана испарения. Охлаждение осуществляется за счет циркуляции охлаждающего реагента вдоль стенок камеры. Рабочий диапазон температур составляет

20 ÷ -20°C. Система вентиляции обеспечивает быструю смену воздуха в камере. Осуществляется забор воздуха с улицы. Паровая установка обеспечивает возможность создания тумана с водностью до 5 г/м³. Типичное время существования тумана в камере до его полного рассеяния составляет 30 минут. В верхней части камеры установлена дождевальная установка, позволяющая создавать жидкокапельные осадки в рабочем объеме камеры. Комплекс измерительной аппаратуры включает в себя приборы для измерения следующих характеристик: температуры, влажности, водности, оптической плотности, напряженности электрического поля, микроструктуры тумана и других характеристик.

Для создания в БКТ высоковольтного разряда используется трансформатор Тесла (расположение элементов и систем БКТ приведено на рис.2). Конструктивно трансформатор Тесла представляет собой цилиндр высотой около 2 м, стоящий на полу в центре камеры. Цилиндр сверху заканчивается электродом, имеющим полусферическую поверхность, на которую подается высокий потенциал. На высоте 80 см над ним подвешен металлический шар, который через высокоомное сопротивление соединен со стенкой камеры. Разряды с электрода попадают в шар, подключенная к нему специально разработанная электронная схема позволяет измерять напряжение на шаре при пробое воздуха в камере. Измерения напряжения, возникающего на трансформаторе, показали, что оно представляет собой пакет импульсов с затухающей по экспоненте амплитудой. Частота импульсов в пакете постоянна. Первый импульс в пакете всегда положительной полярности и имеет амплитуду 7,5 млн В, период импульсов в пакете 6 мкс, период импульсов высокочастотного заполнения 0,5 мкс.

В камере имеется также высоковольтный ввод для подачи напряжения от внешнего источника.

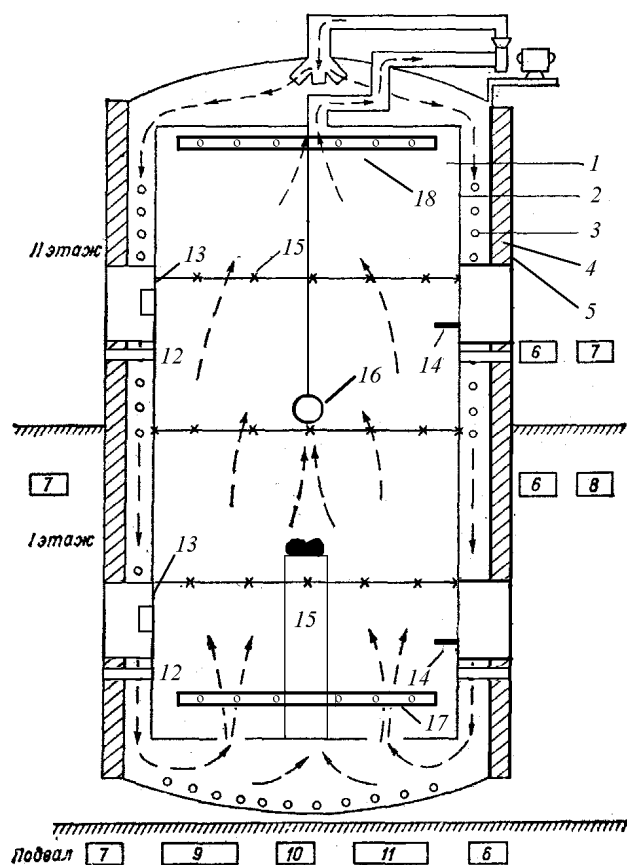


Рис.2. Расположение элементов и систем камеры туманов
ГГО.

1 – внутренний объем камеры, 2 – кожух из нержавеющей стали, 3 – охлаждающие батареи, 4 – теплоизоляция, 5 – декоративный корпус, 6 – контролирующая аппаратура, 7 – переговорные устройства, 8 – щит управления, 9 – холодильные установки, 10 – аппаратура автоматики, 11 – система создания искусственного тумана, 12 – измерители оптической плотности тумана, 13 – приборы напряженности поля, 14 – линейки для сбора микропроб, 15 – высоковольтный генератор Тесла, 16 – электростатическая мишень, 17 – паровое кольцо, 18 – кольцо для осадков.

1.2. Средние холодильные камеры

«Холод». Камера представляет собой холодильную установку с внутренним объемом 0.3 м^3 . Охлаждение осуществляется от внешней холодильной установки за счет циркуляции холодильного агента вдоль металлических стенок. На дверце камеры имеется окно и система заглушек для установки разнообразных датчиков. В камере создается туман испарения. Характерное время существования тумана – 10 минут. Предусмотрено измерение температуры воздуха, микроструктуры тумана, оптической прозрачности, спектра аэрозоля. Камера используется для определения льдообразующей активности реагентов и климатических испытаний приборов.

«Фаэтон». Холодильная камера объемом 1 м^3 . Охлаждение камеры осуществляется за счет циркуляции охлаждающей жидкости вдоль стен камеры. При этом предусмотрено водяное охлаждение холодильной установки, что обеспечивает достижения весьма низких температур в камере (до -45°C). Осуществляется автоматическая установка и поддержание относительной влажности с погрешностью $\pm 1\%$. В дверце камеры имеется окно для проведения визуальных наблюдений, в верхней части расположены технологические отверстия для подвода кабелей к приборам.

1.3. Малые холодильные камеры

Этот комплекс камер предназначен для проведения экспериментов с одной или несколькими каплями или кристаллами, которые подвешиваются в камерах на нитях или находятся в процессе свободного падения.

«Циррус». Малая холодильная камера предназначенная для исследования замерзания капель в условиях низких температур (до -28°C). Рабочий объем камеры $0,12 \cdot 10^{-3} \text{ м}^3$. Особенностью камеры является возможность понижения

давления до величины соответствующей высотам 10 – 12 км, т.е. вершинам кучево-дождевых облаков. Она предназначена для изучения замерзания капель на больших высотах. Измеряется давление, температура, заряд и размеры капель и кристаллов.

«Капля». Камера имеет рабочий объем 0.006 м³ и является одним из наиболее удобных инструментов для изучения замерзания капель. Рабочий диапазон температур 20 ÷ –30°С. Капли подвешиваются на стеклянные нити. Имеются многочисленные окна и отверстия для манипуляции положением капель и для их наблюдений через микроскоп. Есть электрические вводы для подачи высокого напряжения на капли. Предусмотрена возможность создания тумана испарения. Измеряются температура капли и воздуха, заряд капли.

1.4. Дымовой куб

Стальная камера предназначенная для возгонки реагентов, ее объем 1 м³. Она соединяется воздухопроводом с разбавителем – камерой, выполненной из оргстекла. Исследуемый аэрозоль из дымового куба поступает в разбавитель, откуда пробы берутся для последующего анализа. Имеется возможность измерения концентрации и спектра аэрозольных частиц в разбавителе.

2. Результаты исследований в области физики облаков и активных воздействий с использованием лабораторного комплекса ГГО

На протяжении времени существования лабораторного комплекса он являлся мощным инструментом для решения многих задач физики облаков и активных воздействий. Основные научные результаты полученные с помощью

лабораторного комплекса ГГО представлены в следующих статьях и монографиях: [1, 3 – 43, 45 – 69]

Ниже, в качестве примера, мы приведем некоторые результаты, полученные в каждом из упомянутых классов лабораторных установок.

2.1. Большая камера туманов. Изучение влияния электрических разрядов на характеристики облаков и туманов

В последние три десятилетия к вопросам влияния электрических сил на фазовые и микроструктурные характеристики облаков и туманов было привлечено внимание ряда исследователей. Эти вопросы изучались как теоретически, так и экспериментально. В результате было уточнено представление о механизме влияния знака заряда на конденсационный рост капель и дано его теоретическое обоснование, изучено влияние поверхностного заряда капли на скорость нуклеации льда, сформулирована физическая концепция этого явления [36], получены эмпирические данные о влиянии ионизации среды и постоянного внешнего электрического поля на замерзание переохлажденных капель воды [65].

Вместе с тем, многие аспекты влияния электрических сил на процессы в облаках остаются неизученными, в том числе вопросы фазовых и микроструктурных преобразований воды в облаках в условиях повышенной ионизации среды вследствие электрических разрядов.

Наличие высоковольтного генератора Тесла, установленного в камере туманов, позволило выполнить комплекс экспериментов по изучению роли электрических разрядов в изменении характеристик облака [38, 39, 56, 66].

Методика проведения экспериментов. Выполнялись два вида экспериментов: а) опыты без воздействия на туман; б) опыты с воздействием на туман высоковольтным источником.

В первом случае в камере создавался туман и измерялись его микрофизические характеристики вплоть до момента полного его рассеяния (обычно время жизни тумана составляло около 30 мин). Аналогично выполнялись эксперименты с трансформатором Тесла. При этом он включался один или несколько раз в период, когда шел процесс рассеяния тумана (обычно около 20 мин). Длительность работы трансформатора обычно не превышала 15 – 30 с. При этом также измерялись характеристики тумана.

Оптическая плотность. Для оценки эффекта воздействий в качестве критерия был выбран параметр $q = D_i / D_{i+1}$, где D_i - значение оптической плотности в момент времени i , D_{i+1} - значение этой же характеристики через 5 мин. По существу, q характеризует градиент оптической плотности тумана. Значения q были получены для случаев с воздействиями и без воздействий.

Результаты расчетов параметра q для нескольких серий экспериментов приведены на рис.3. Анализ данных показывает, что воздействия на туман с помощью трансформатора Тесла приводят к устойчивому повышению значения q . Соответствующие значения повторяемостей q повышаются после воздействий. Так, отношение средних значений q после воздействий к соответствующим значениям q до воздействия составило 1,2—1,4. При этом для теплых туманов ($T > 0^\circ\text{C}$) максимум повторяемости q без воздействий приходился на градацию 1,0—1,5, в то время как при воздействии – на градацию 1,5 – 2,0. Для холодных туманов ($T < 0^\circ\text{C}$) также отмечается существенный сдвиг q в область больших значений. Следовательно, при ионизации среды (после воздействий) скорость изменения оптической плотности за 5 мин в среднем на 20—40% больше, чем в случае отсутствия ионизации.

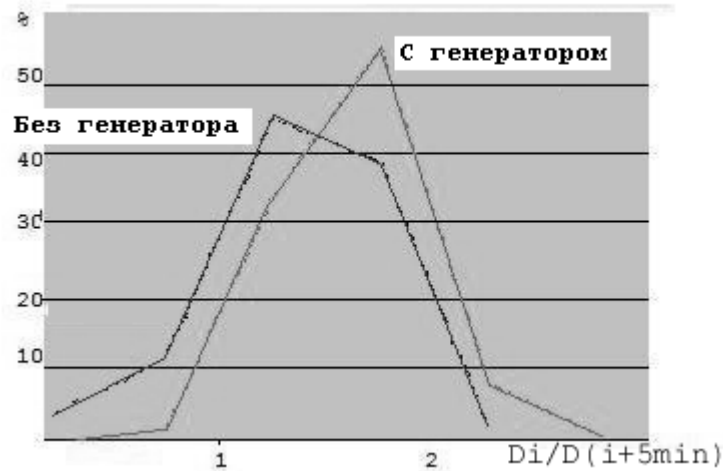


Рис.3. Повторяемость градиента $D(i)/D(i+5 \text{ мин})$ оптической плотности в БКТ при воздействиях генератором Тесла и в фоновом режиме

При отсутствии воздействий временной ход оптической плотности достаточно плавный. Воздействия приводят к характерному увеличению оптической плотности на период работы трансформатора Тесла. Причем в отдельных опытах это увеличение достигает 25%. Заметное увеличение наблюдается только при высоких значениях водности тумана. По-видимому, наблюдаемое увеличение плотности связано с разрушением крупных капель в период работы генератора, и, следовательно, с увеличением эффективной поверхности, рассеивающей излучение.

Водность тумана. В качестве анализируемого параметра было выбрано изменение водности во времени за 5-минутный интервал (dw/dt , $\text{г}/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$). Максимум повторяемости для случаев без воздействий приходится на интервал значений

0,01—0,40 г/(м³·с), в то время как для случаев с воздействиями — на интервал 0,4—0,6 г/(м³·с). При этом на последний интервал приходится 50 % всех значений. Средние значения также различаются в достаточно сильной степени. В среднем скорость изменения влажности за каждые 5 мин при воздействиях на 45% больше, чем без воздействий.

Размер капель тумана. Микроструктура тумана исследовалась с помощью заборников капель. Начальное число капель в пробе составляло 470 – 1120 (при максимальной оптической плотности тумана). В последующих пробах, взятых через 10 – 20 мин после первой пробы, число капель было существенно меньше и находилось в пределах 180 – 380. Средний диаметр капель составлял 7 – 17 мкм, а максимальный – 20 – 90 мкм. Скорость роста среднего диаметра капель во времени составляла 0,06 мкм/с.

После воздействий трансформатором Тесла в течение 1 – 3 мин происходило заметное укрупнение капель, диаметр которых может достигать 200 – 300 мкм. Скорость роста среднего диаметра капель составила 0,10 мкм/с. В дальнейшем (в течение 15 – 20 мин) средний диаметр капель мало менялся во времени, что обусловлено, видимо, гравитационным оседанием крупных капель. Сравнение скоростей роста средних диаметров капель позволяет сделать вывод о том, что воздействия привели к увеличению скорости роста капель на 56%.

Напряженность электрического поля. Для оценки влияния генератора на электрическое поле объемного заряда выполнялись измерения напряженности электрического поля в моменты времени до включения генератора ($E(1)$) и через 1 – 5 с после его выключения ($E(2)$). Гистограмма повторяемости отношения $E(2)/E(1)$ приводится на рис. 4, из которого видно, что это отношение изменяется от 2,5 до 50.

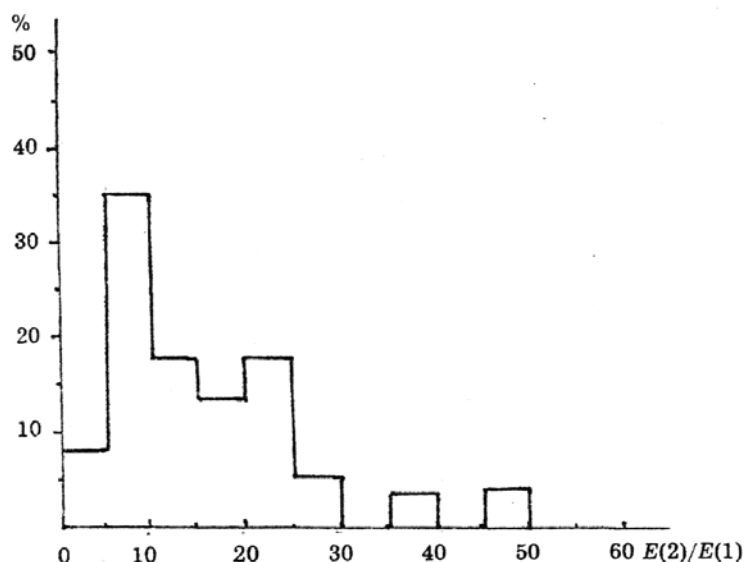


Рис.4. Гистограмма повторяемости (%) отношения $E(2)/E(1)$

В подавляющем большинстве случаев (63,3%) наблюдается возрастание напряженности электрического поля более чем на порядок величины. Среднее значение отношения $E(2)/E(1)$ оказалось равным 14,5. Этот факт представляется весьма важным. Из физических соображений ясно, что разряд должен приводить к снижению напряженности электрического поля. Данный процесс не удастся проследить вследствие достаточно большой постоянной времени измерителя напряженности электрического поля по сравнению со временем нарастания напряжения на трансформаторе Тесла. Однако важно подчеркнуть, что электрическое поле трансформатора и следующий за ним разряд приводят к сильной ионизации среды с последующим зарядением капель. Вследствие этих процессов может наблюдаться существенное повышение напряженности электрического поля. Не исключено, что электрические разряды, которые имеют место

на предгрозовой стадии в кучево-дождевых облаках и наблюдаются в виде предгрозового радиоизлучения, являются тем фактором, который обуславливает резкое повышение напряженности электрического поля, приводящего к появлению молний.

Время существования тумана. Время существования тумана определялось как время от максимального значения оптической плотности до значения, соответствующего уровню шумов измерителя оптической плотности. Выполнен анализ 102 опытов с воздействиями и 30 опытов без воздействий. Не удалось обнаружить значимой разницы между ними. Туманы со временем существования 42 мин имеют наибольшую повторяемость как в случаях с воздействиями, так и без них.

2.2. Средние камеры туманов.

«Холод». *Изучение влияние примесей на льдообразующую активность реагентов.* Работы в области измерения льдообразующей активности реагентов являются во многом традиционными и ведутся в камерах туманов постоянно в связи с необходимостью испытания того или иного пиросоостава. В камерах туманов ГГО на протяжении всего времени их существования испытывались реагенты на основе йодистого серебра, свинца, реагенты на основе сернистой меди, флороглюцина и др. Эти эксперименты показали, что одним из факторов, который значительно изменяет льдообразующую активность веществ является наличие примесей. Ниже мы приводим результаты одного из исследований в этом направлении [45].

В ряде экспериментальных работ получено, что примеси могут как увеличивать, так и уменьшать льдообразующую активность веществ. Такие вещества, например, как Na_2SO_4 , NH_4I , CuI , LiNO_3 , $\text{Zn}(\text{NO}_3)_2$ повышают активность йодистого серебра, а NaCl и MgCl_2 понижают ее

[2]. При этом отмечается, что влияние добавок проявляется при температуре тумана выше -13°C .

Органические льдообразующие вещества также меняют свою активность в присутствии примесей. Так, Малкина А.Д. и Патрикеев В.В. [44] показали, что добавление к ацетилацетонату меди хлористого аммония ослабляет его эффективность, а добавки ацетилацетонатов ванадия, цинка, молибдена или марганца повышают ее. Особенно эффективной оказалась смесь ацетилацетоната меди (Р-8) и медного комплекса ацетоуксусного эфира (Р-9). Льдообразующая активность аэрозоля, полученного диспергированием смеси этих веществ с соотношением масс 3:1, оказалась в 1,6 раза больше при температуре -10°C , чем активность аэрозоля Р-8, полученного тем же способом. Ниже представлены результаты экспериментов по изучению влияния различных по массе добавок медного комплекса ацетоуксусного эфира на льдообразующую активность ацетилацетоната меди в диапазоне температур $-10 \div -20^{\circ}\text{C}$. Исследовалось также влияние локального пересыщения на льдообразующую активность исходных веществ и их смесей.

Аэрозоли получали путем теплового диспергирования веществ или их смесей с помощью лабораторного генератора. Генератор работал в следующем режиме: температура в центре потока у выходного отверстия насадки диаметром 3 мм была 250°C , объемная скорость потока 10 л/мин. Для исследования влияния локального пересыщения аэрозольная камера предварительно увлажнялась путем создания тумана испарения. Порция аэрозоля объемом $100 - 350 \text{ см}^3$, взятая из аэрозольной камеры объемом 1 м^3 , вводилась в переохлажденный туман. Образующиеся в тумане ледяные кристаллы улавливались на стекла специальных термостатов и подсчитывались.

Полученные данные представлены в таблице. Здесь приведены средние значения выхода ледяных кристаллов от

грамма смеси при температуре тумана -10, -15, -20°C для смесей Р-8 и Р-9 с отношением масс 3:1, 1:1, 1:3, 1:6.

Табл. 1

**Льдообразующая активность аэрозолей Р-8, Р-9 и их смесей
N*10⁻¹³ (#/г)**

Реагент	Влажность 20-60%			Влажность ~100%, туман		
	Температура, °С					
	-10	-15	-20	-10	-15	-20
Р-8	0.08	1.0	4.0	0.3	6	33
Р-9	-	-	0.14	0.025	0.5	3.0
Р-8/Р-9 3:1	0.15	1.2	2.0	0.4	4.0	12
Р-8/Р-9 1:3	0.17	1.0	1.7	0.3	3.0	8.0
Р-8/Р-9 1:1	0.4	2.3	5.0	0.9	8.0	26
Р-8/Р-9 1:6	0.08	0.5	1.0	-	-	-

Из этих данных видно, что добавление к ацетилацетонату меди менее активного вещества – медного комплекса ацетоуксусного эфира – в различных количествах, не превышающих 75% массы смеси, вызывает увеличение льдообразующей активности аэрозоля при температуре тумана выше -15°C. Наиболее активной оказалась смесь равных количеств веществ: выход ледяных кристаллов от грамма этой

смеси в 5 раз больше, чем ацетилацетоната меди при температуре тумана -10°C и в 2 раза больше при -15°C . Льдообразующая активность смесей Р-8 и Р-9 с отношением масс 1:3 и 3:1 в 2 раза превышает активность Р-8 при температуре тумана -10°C . Эта величина близка к полученной в [44] величине 1,6 для смеси с соотношением масс 3:1. Интересно, что аэрозоли смесей 1:3 и 3:1 практически одинаково активны. С увеличением доли Р-9 в смеси свыше 75% активность аэрозоля становится ниже активности Р-8. Возможны два объяснения увеличения активности смеси – образованием более крупнодисперсных частиц, и как следствие, их большей активностью при более высоких температурах, а также увеличением активности границ раздела различных фаз.

Данные о влиянии влажности в аэрозольной камере на льдообразующую активность аэрозолей Р-8, Р-9 и их смесей представлены в правой части таблицы. Из них следует, что при диспергировании веществ в аэрозольной камере с туманом образуется более активный аэрозоль, чем в случае пониженной влажности. Для смесей влияние влажности воздуха на льдообразующую активность оказалось меньше, чем для каждого вещества в отдельности, что может объясняться некоторым укрупнением частиц смешанного аэрозоля.

Таким образом, получено, что добавка медного комплекса ацетонуксусного эфира эффективно (примерно в 10 раз) увеличивает льдообразующую активность ацетилацетоната меди при температуре выше -15°C , если масса примеси составляет 50 – 75% в смеси.

2.3. Малые камеры туманов.

«Капля». Изучение температуры замерзания капель при наличии коронных разрядов.

Одним из важнейших механизмов, оказывающих влияние на фазовые переходы в облаках (на замерзание капель) являются коронные разряды между крупными облачными частицами. В последние годы нами были проделаны эксперименты по изучению этого явления начатые еще Шишкиным Н.С. [8, 51, 61 – 63].

Методика проведения экспериментов. Подвешивались крупные капли (~1000 мкм). Далее осуществлялось охлаждение камеры. Между иглами создавалось постоянное или переменное электрическое поле. Напряженность постоянного электрического поля составляла в различных экспериментах от 4 до 30 кВ/см. Напряженность переменного электрического поля варьировала от 5 до 30 кВ/см (приводятся данные о максимальной расчетной напряженности электрического поля в промежутке между каплями или иглодержателями). Процесс кристаллизации капель регистрировался с помощью микроскопа. При этом осуществлялось измерение температуры, при которой кристаллизация полностью завершена (температура замерзания).

Постоянное электрическое поле в первой серии экспериментов присутствовало в течение всего опыта (не изменяясь), а во второй серии экспериментов с импульсным источником формировалось переменное электрическое поле, источник включался в различных опытах на время от 1 до 30 с.

Анализ результатов измерений. Данные о температуре замерзания капель в фоновых экспериментах, когда отсутствовало постоянное или переменное электрическое поле, представлены на рис. 5. Среднее значение температуры

замерзания составило $-15,5^{\circ}\text{C}$, что характерно для дистиллированной воды, которая хранилась в течение 2 – 5 месяцев с момента дистилляции. Общее количество фоновых экспериментов составило 49, которые случайным образом чередовались с экспериментами с постоянным или переменным электрическим полем. Минимальная температура кристаллизации равнялась $-20,5^{\circ}\text{C}$, а максимальная $-6,8^{\circ}\text{C}$. Отдельные случаи кристаллизации при достаточно высокой температуре могут быть объяснены наличием оставшихся ионов, особенно после длительной работы источника переменного тока. Из рис. 5 видно, что в большинстве случаев температура замерзания находилась в пределах от -14 до -22°C .

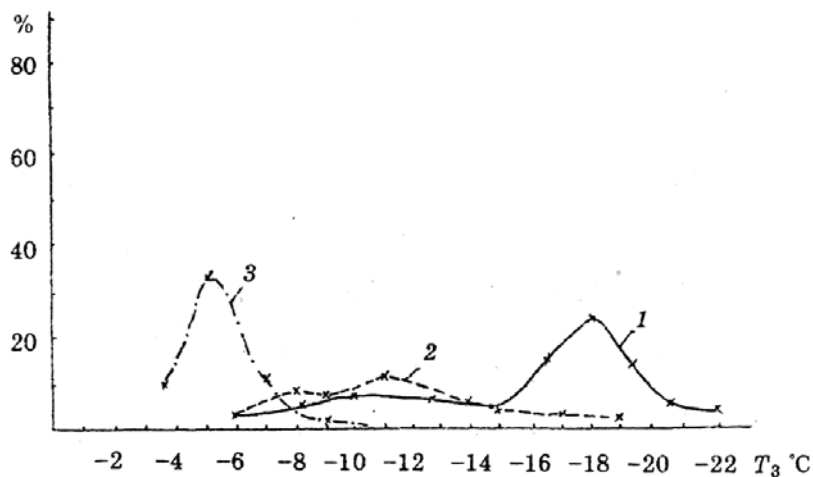


Рис.5. Повторяемость значений температуры замерзания капель T_3 в различных экспериментах: 1 - без электрического поля; 2 и 3 - соответственно, с постоянным и переменным электрическим полем.

Постоянное электрическое поле увеличивает температуру замерзания. Среднее значение, медиана и мода температуры замерзания смещаются в область более высоких значений температур на 3 – 5°С по сравнению с фоновыми опытами (рис.5). При этом отмечается уширение максимума, что может быть объяснено тем фактом, что напряженность создаваемого электрического поля в экспериментах варьировалась в серии опытов от 4 до 30 кВ/см.

Переменное электрическое поле, сопровождаемое коронными разрядами, приводит к еще большему смещению среднего значения, медианы и моды в область больших температур. При этом значения оказались в более узком интервале – от -4 до ~ -8 °С. Такая высокая температура характерна для случаев замерзания капель при воздействиях лучшими из известных в настоящее время реагентов. Максимальные и минимальные значения температуры замерзания составили -4 и -9°С соответственно. Диапазон значений температуры замерзания весьма узок, что указывает на сильное влияние разрядов на замерзание капель.

Заключение

Лабораторный комплекс ГГО на протяжении многих десятилетий являлся мощным инструментом, позволяющим проводить детальные исследования в области физики облаков и активных воздействий. Он обладает практически полным набором камер туманов, обеспечивающих возможность проводить исследования льдообразующих и гигроскопических реагентов. Уникальные возможности комплекса также обусловлены наличием аппаратуры для исследования различных электрических процессов, имеющих место в облаках. Здесь важно отметить как наличие измерительной аппаратуры, которая позволяет контролировать электрические характеристики тумана, так и аппаратуры обеспечивающей зарядку тумана, а также генератора для создания мощных

электрические разрядов. Новым направлением работ в камерах туманов явилось изучение комплекса проблем, связанных с влажным вымыванием опасного аэрозоля из атмосферы, что особенно важно для разработки методик воздействий на облака и прогноза распространения аэрозоля при техногенных авариях. Результаты этих исследований представлены в многочисленных докладах и публикациях. Комплекс камер туманов также используется для климатических испытаний метеорологических приборов, разрабатываемых в ГГО. На сегодня, комплекс камер ГГО является уникальным и продолжает служить развитию метеорологической науки.

В перспективе комплекс камер туманов ГГО (в первую очередь БКТ) может эффективно использоваться: 1) для испытания работы приборов и установок различного назначения в разных температурно-влажностных условиях; 2) для исследования влияния различной температуры и влажности на организмы людей (в частности, для разработки спецодежды в расчете на определенный микроклимат), а также на организмы животных и растений (в частности, для сельскохозяйственных нужд).

В течение 3 лет БКТ финансируется Росгидрометом по поддержанию в нормальном состоянии. Благодаря этому была полностью восстановлена система электроснабжения, завершается система водоснабжения. Закуплены компьютеры и АЦП, идет создание программ для обработки результатов измерений. Начаты подготовительные работы по замене устаревших и изношенных холодильных установок. Было выделено ежегодно по 100 000 рублей. Необходимо переоборудование холодильных агрегатов БКТ, однако, на это требуются дополнительные расходы.

Авторы выражают благодарность Росгидромету за организацию программы поддержки уникальных объектов, одним из которых является лабораторный комплекс ГГО. Статья подготовлена также при финансовой поддержке РФФИ.

Литература

1. Бакланов М.А., Горбунов Б.З., Громова Т.Н., Куценогий К.П., Никандров В.Я., Попов А.Н., Скороденок И.А. Влияние дисперсности на льдообразующую активность сернистой меди. Тр.ГГО, 1977, вып. 389, с.40-46.
2. Баханова Р.А. О механизме образования ледяных кристаллов на кристаллизующих реагентах. Обзор. Обнинск, 1978, 30 с.
3. Башкирова Г.М., Бычков Н.В., Громова Т.Н., Молоткова И.А. К вопросу о льдообразующей активности сернистой меди в зависимости от способа ее диспергирования. Тр.ГГО, 1973, Вып.302, с. 13-20.
4. Башкирова Г.М., Громова Т.Н., Молоткова. О льдообразующей активности йодистого свинца в пиросоствах. Тр.ГГО, 1973, вып.302, с.21-24.
5. Башкирова Г.М., Першина Т.А. Некоторые данные наблюдений за формами снежинок . Тр. ГГО, 1956. Вып.57/119, с.19 - 35.
6. Башкирова Г.М., Молоткова И.А., Першина Т.А. О росте ледяных кристаллов, образующихся при введении в переохлажденный туман мелкодисперсного порошка CuS . Тр.ГГО, 1972, вып.278, с.67-77.
7. Башкирова Г.М., Молоткова И.А., Першина Т.А. К вопросу о механизме льдообразующего действия сернистой медью. Тр.ГГО, 1972, вып.278, с.60-66.
8. Башкирова Г.М., Першина Т.А., Шишкин Н.С. Исследование замерзания крупных водяных капель в области коронного разряда. Тр.ГГО, 1979, вып. 405, с.71-75.
9. Бромберг А.В., Бычков Н.В., Громова Т.Н., Никандров В.Я. К вопросу о льдообразующей эффективности аэрозоля флороглюцина, полученного взрывом. Тр.ГГО, 1973, вып. 302, с.3-12.

10. Бурчуладзе Н.Н., Грачев В.А., Графов В.С., Громова Т.Н., Никандров В.Я., Першина Т.А. Экспериментальная установка для исследования электризации замерзающих капель. Тр.ГГО, 1976, вып. 372, с.38-45.
11. Бурчуладзе Н.Н., Громова Т.Н., Никандров В.Я., Торопова Н.В. Исследование электризации капель воды при замерзании. Тр.ГГО, 1977, вып. 389, с.51-55.
12. Бурчуладзе Н.Н., Громова Т.Н., Никандров В.Я., и др. Экспериментальные исследования роли замерзания облачных элементов в электризации конвективного облака. Тр.ГГО, 1982, вып. 457, с.141-148.
13. Бурчуладзе Н.Н., Громова Т.Н., Першина Т.А., Сталевич Д.Д., Учеваткина Т.С. Исследование охлаждения и замерзания капель в условиях больших дефицитов влажности и низких давлений. Тр.ГГО, 1986, вып. 497, с.20-31.
14. 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.
15. Васильев О.И., Волков Н.Н., Синькевич А.А., Климин Н.Н. Автоматизация сбора и обработки данных в камере туманов и на самолете-лаборатории ГГО. Тр.ГГО, 1988, вып.518, с.164-167.
16. Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Ищенко М.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д., Кубрин В.И. Оценка эффективности активных воздействий на облака при решении задачи вымывания аэрозоля. Сб. материалов научных чтений «Белые ночи». С.П.,1999, с.315-318.
17. Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Егоров А.Д., Ищенко М.А., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А., Сталевич Д.Д., Степаненко В.Д., Хворостовский К.С. Исследования влажного вымывывания аэрозольных частиц облаками

и осадками. Метеорология и гидрология, 1999, N8, с.5-14.

18. Власов С.А., Гирс С.П., Довгалюк Ю.А., Королев В.А., Кочемировский А.С., Пивоварова Л.В. К исследованию изменений поверхностной электропроводности некоторых льдообразующих веществ при взаимодействии с водяным паром Тр.ГГО, 1979, вып.420, с.76-81.
19. Власов С.А. К исследованию адсорбции паров воды на льдообразующих веществах методом пьезорезонансных кварцевых весов. Тр.ГГО, 1982, вып.457, с.149-154.
20. Вопросы физики облаков. Активные воздействия. - Л.: Гидрометеиздат, 1987, 142с.
21. Гирс С.П., Довгалюк Ю.А., Каменцев В.Н. О некоторых электрических свойствах частиц льдообразующих веществ. Тр.ГГО, 1977, вып. 389, с.62-67.
22. Гирс С.П., Жебровский А.К., Стебин В.И. Об электронномикроскопических исследованиях субструктуры льда. Тр.ГГО, 1976, вып. 372, с.55-61.
23. Гирс С.П., Жуковский А.П., Серова М.Н. К вопросу о природе гетерогенной нуклеации льда на органических ядрах кристаллизации. Тр.ГГО, 1979, вып. 405, с.76-82.
24. Гирс С.П., Каменцев В.Н., Недостаев В.Н., Стебин В.И. О влиянии льдообразующих веществ на электрические свойства льда и коронирование ледяных частиц. Тр.ГГО, 1977, вып. 389, с.56-61.
25. Гирс С.П., Каменцев В.Н., Недостаев В.Н., Стебин В.И. Изотермические изменения в структуре и электрических свойствах поликристаллического льда. Тр.ГГО, 1979, вып. 420, с.53-56.
26. Гирс С.П., Каменцев В.Н. Микроинтерференционная установка для исследования фазовых переходов воды на льдообразующих подложках. Тр.ГГО, 1979, вып. 420, с.57-62.

27. Гирс С.П., Каменцев В.Н. Некоторые результаты исследования фазовых переходов воды при взаимодействии с поверхностью различных подложек. Тр.ГГО, 1979, вып. 405, с.83-90.
28. Гирс С.П., Каменцев В.Н., Стебин В.И. Электронномикроскопические исследования низкотемпературных модификаций льда. Тр.ГГО, 1979, вып. 420, с.63-67.
29. 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., Гидрометиздат, 1967, с.244-250.
30. Грачев В.А., Шлыков В.В. Установка для исследования влияния сверхнизкочастотного электромагнитного поля на кристаллизацию капель воды и водных растворов. Тр.ГГО, 1977, вып. 389, с.68-73.
31. Громова Т.Н., Довгалюк Ю.А. Лабораторное моделирование микрофизических процессов в облаках. - Сб.статей “Вопросы физики облаков. Активные воздействия”. - Л.: Гидрометеиздат, 1987, с.24-30.
32. Громова Т.Н., Першина Т.А. Об особенностях замерзания и электризации капель растворов. Тр.ГГО, 1974, вып. 290, с.21-25.
33. Громова Т.Н., Преображенская Е.В. Исследование льдообразующих свойств растворов органических веществ. Тр.ГГО, 1967, вып. 202, с
34. Громова Т.Н., Семенова Е.И., Чикирова Г.А. Стабилизация и рассеяние водных туманов частицами гигроскопических веществ, вводимых в пиросоствах. Тр.ГГО, 1974, вып. 290, с.112-119.
35. Громова Т.Н., Чикирова Г.А. О влиянии ПАВ на кинетику роста и заряжения капель воды. Тр.ГГО, 1979, вып. 420, с.98-104.

36. Довгальук Ю.А., Ивлев Л.С. Физика водных и других атмосферных аэрозолей. - Изд.СПбГУ, 1998. - 321 с.
37. Довгальук Ю.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д., Плауде Н.О, Семенов Л.Л., Степанов А.С. Состояние и перспективы активных воздействий на облака с целью очищения атмосферы осадками с учетом динамики облака и влияния электрических сил. Тезисы докладов. Научная конференция по результатам исследований в области гидрометеорологии и мониторинга природной среды. Секция 6. Активные воздействия на гидрометеорологические и геофизические процессы. М.1996, с.29-30.
38. Довгальук Ю.А., Пономарев Ю.Ф., Першина Т.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д. Исследования электрических воздействий на микроструктуру туманов (лабораторный эксперимент). Современные исследования ГГО. Сб. статей. СПб, Гидрометеоиздат, 1999. с.270 - 284.
39. Довгальук Ю.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д. Исследования по физике облаков и активным воздействиям. Сборник статей: «Современные исследования Главной геофизической обсерватории». С.П. Гидрометеоиздат, 2001, с.163-183.
40. Дроздецкий С.Е., Кубрин В.И., Степаненко В.Д., Довгальук Ю.А., Синькевич А.А., Гальперин С.М., Ищенко М.А., Веремей Н.Е. Технология воздействий по защите населения от радиоактивных аварийных выбросов АЭС (применительно к ЛАЭС в Сосновом Бору. Тезисы докладов. Научная конференция по результатам исследований в области гидрометеорологии и мониторинга загрязнения природной среды в государствах-участниках СНГ, посвященная 10-летию образования Межгосударственного совета по гидрометеорологии, секция 4, С.П. Гидрометеоиздат, 2002, с.47.

41. Дроздецкий С.Е., Кубрин В.И., Степаненко В.Д., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А., Саакян С.Г., Гальперин С.М., Воронков В.Д., Ищенко М.А., Веремей Н.Е. Система активной защиты населения от радиоактивных выбросов атомных объектов /применительно ЛАЭС в Сосновом Бору/. С.П., 1998, ООО "КомТехника", 117 с.
42. Красиков П.Н., Чикирова Г.А. Влияние примесей хлористого аммония на устойчивость водных туманов. Тр.ГГО, 1958, вып.82, с.41-44.
43. Красиков П.Н., Чикирова Г.А. Стабилизация водных туманов частицами хлористого натрия. Тр.ГГО, 1961, вып.117, с.3-9.
44. Малкина А.Д., Патрикеев В.В. Ацетилацетонат меди как льдообразующий реагент. Тр.ЦАО. 1978, вып.132, с.103-107.
45. Молоткова И.А., Першина Т.А. Исследование льдообразующей активности ацетилацетоната меди с добавками медного комплекса ацетоуксусного эфира. Тр.ГГО, 1991, вып.34, с.34-48.
46. Никандров В.Я. Искусственные воздействия на облака и туманы.- Л.: Гидрометеоиздат, 1959, 189с.
47. Никандров В.Я. О льдообразующих свойствах растворимых в воде веществ. Тр.ГГО, 1969, вып.239, с.3-6.
48. Никандров В.Я. Метеорологический аспект электризации конвективных облаков. - Л.: Гидрометеоиздат, 1981. - 41 с.
49. Никандров В.Я., Шишкин Н.С. Исследования по физике облаков. // Тр.ГГО, Юбилейный сборник, 1974, с.180 - 205.
50. Никандров В.Я., Шишкин Н.С. Опыт исследований по проблеме "Предотвращение грозы". Тр.ГГО, 1977, вып. 389, с.3-8.

51. Першина Т.А., Шишкин Н.С. Исследование заряжения кристаллического тумана в поле коронного разряда между замерзшими каплями. Тр.ГГО, 1976, вып. 372, с.23-27.
52. Першина Т.А., Шишкин Н.С. О зарядении капель тумана в области коронного разряда. Тр.ГГО, 1977, вып. 389, с.47-50.
53. Преображенская Е.В. О взаимодействии мелкодисперсных порошков ионообменных смол с водным аэрозолем и водяным паром. Тр.ГГО, 1968, вып. 224, с.157-168.
54. Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Егоров А.Д., Пономарев Ю.Ф., Степаненко В.Д. Результаты исследования влажного вымывания аэрозоля облаками и осадками. Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Нальчик, 1997, с.41.
55. Степаненко В.Д., Воробьев Б.М., Довгалюк Ю.А., Громова Т.Н., Гирс С.П., Ильин С.Н., Зинченко А.В., Клинго В.В., Кудашкин Г.Д., Оренбургская Е.В., Синькевич А.А., Сталевич Д.Д. Результаты исследований по физике облаков и искусственному регулированию осадков. Тр. ГГО «К 70-летию Советской власти». – Л.: Гидрометеиздат, 1988, с.64-84.
56. Степаненко В.Д., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Пономарев Ю.Ф., Першина Т.А. Исследование влияния электрических разрядов на фазовые и микроструктурные преобразования воды в облаках. Метеорология и гидрология. 2002, 3, с.39-50.
57. Химач М.А., Чикирова Г.А. Экспериментальная установка для исследования коагуляционного заряжения облачных частиц. Тр.ГГО, 1974, вып. 290, с.26-29.

58. Химач М.А., Чикирова Г.А. К исследованию заряжения капель растворов некоторых поверхностно-активных веществ. Тр.ГГО, 1976, вып. 372, с.35-37.
59. Химач М.А., Чикирова Г.А., Шишкин Н.С. Заряжение крупных капель воды в потоке капельного и кристаллического тумана, заряжающегося в области коронного разряда. Тр.ГГО, 1976, вып. 372, с.28-34.
60. Чикирова Г.А. исследование кинетики поглощения влаги частицами ионообменных смол в среде, насыщенной водяным паром и в тумане. Тр. ГГО, 1967, вып. 202, с.60-64.
61. Шишкин Н.С. О возникновении коронных явлений в конвективных облаках. Тр.ГГО, 1983, вып. 469, с.3-6.
62. Шишкин Н.С., Першина Т.А. Исследование заряжения капель тумана при наличии коронных разрядов между заряженными крупными каплями. Тр.ГГО, 1973, вып. 302, с.55-61.
63. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозное электричество. Л.. Гидрометеиздат, 1964, 351 с.
64. Шлыков В.В. О влиянии сверхнизкочастотных электромагнитных полей на замерзание переохлажденных капель воды. Тр.ГГО, 1986, вып. 497, с.32-40.
65. Шлыков В.В. Экспериментальное исследование влияния постоянного электрического поля на замерзание капель воды, Тр.ГГО, 1979, Вып.420, с.68 - 75.
66. Afanasev D.Yu., Dovgaljuk Yu.A., Pershina T.A., Ponomarev Yu.Ph., Sinkevich A.A., Stepanenko V.D. The influence of great electrical fields on fog microstructure (laboratory experiment). 10th International Conference on Atmospheric Electricity,Osaka,1996, p.136-139.
67. Ivlev L.S., Dovgaluk Y.A., Veremei N.E., Sinkevich A.A. The variation of the coefficient of washing out the aerosols from the atmosphere during the evolution of a warm

convective cloud. Сб.: «Естественные и антропогенные аэрозоли», под ред. Ивлева Л.С. НИИ Химии СПбГУ, с.146.

68. Sinkevich A.A., Afanasjev D.Yu., Pershina T.A.. Laboratory investigations of aerosol scavenging. *J.Aerosol Sci.*, 1995, V.26, suppl.1, p.433.
69. Sinkevich A.A., Dovgaluk J.A., Ishenko M.A. Ponomarev Yu.Ph., Stepanenko V.D., Veremei N.E. Investigations of aerosol scavenging efficiency by precipitation. *Proceedings of the 15 Int. Conference on Nucleation and Atmospheric Aerosols*. Huntington AIP, 2000, p. 74-77.

А. А. Синькевич

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОЩНЫХ КУЧЕВЫХ ОБЛАКОВ С ПОМОЩЬЮ ИК РАДИОМЕТРА

Введение

Температура является важным параметром, характеризующим процессы, протекающие в облаках. При измерении температуры воздуха в облаках с самолета наибольшее распространение получили контактные термодатчики [1 – 3, 7, 8]. Отметим, что такого рода измерения вызывают трудности интерпретации данных в связи со смачиванием и обледенением датчиков в облаках. Это в значительной мере стимулирует развитие неконтактных методов измерений.

В 1964 – 1965 гг. была предпринята попытка практического использования ИК радиометров для исследования термического режима облаков [9]. Дальнейшие работы в этом направлении [4 – 6] показали перспективность предложенного метода. Проведенные ранее исследования температуры воздуха в мощных кучевых облаках с помощью контактных термодатчиков, установленных на самолетах [1 – 3, 7, 8], не позволяют сделать вывод о величине перегрева облака по отношению к окружающему воздуху. Согласно указанным работам, значения среднего перегрева варьируются не только количественно, но и качественно. Средние значения перегрева для облаков, находящихся на одной и той же стадии развития, по данным разных исследователей, нередко различаются и имеют противоположные знаки.

В настоящей статье проанализированы результаты измерений термического режима мощных кучевых облаков,

полученные в 1978 – 1979 гг. с помощью ИК радиометра, работающего в полосе поглощения водяного пара с центром 6,3 мкм. Прибор был установлен на борту самолета-лаборатории Ил-14. Излучение принималось с горизонтальной трассы перпендикулярно курсу полета самолета.

Радиометр имеет следующие основные технические характеристики:

- а) диапазон рабочих температур – 30... + 20°C ;
- б) предел допускаемой случайной погрешности измерения контрастов температуры не превосходит 16% величины измеряемого контраста;
- в) пороговая чувствительность к изменению температуры не превосходит 0,1°C ;
- е) угол поля зрения прибора не превосходит 2°;
- д) постоянная времени прибора равна 0,5 с.

Анализ работы радиометра приведен в статье [5]. Отметим, что эффективная толщина облачного слоя, излучение которого равно излучению черного тела при температуре слоя, составляет для мощных кучевых облаков 30 – 100 м [6].

Методика исследований и обработки данных

Методика исследования мощных кучевых облаков состояла в следующем.

1. Самолетное зондирование атмосферы в районе работы до высоты, превышающей уровень верхней границы облака на 300 – 400 м.

2. Горизонтальный полет (проход) на некотором фиксированном уровне через облако, который включает следующие основные элементы:

- горизонтальный полет в свободной атмосфере до облака (3 – 4 км);
- пересечение облака на выбранной высоте;

- горизонтальный полет в свободной атмосфере после прохождения облака (3 – 4 км).

3. По окончании измерения проводилось повторное зондирование атмосферы в исследуемом районе.

Наблюдения за облаком осуществлялись максимально возможное время (от момента его развития до полного разрушения).

Методика обработки данных включала следующие операции:

а) осреднение температуры свободной атмосферы до и после пролета через облако;

б) нахождение средней разницы температур между облаком и окружающей средой Δt на соответствующем уровне (перегрева облака);

в) определение максимального положительного (T^+) и отрицательного (T^-) значения температуры в облаке относительно средней температуры в свободной атмосфере на данной высоте;

г) определение горизонтальной протяженности областей в облаке, имеющих положительное (L^+) или отрицательное (L^-) значение температуры относительно средней температуры свободной атмосферы (отличающихся от средней температуры свободной атмосферы более чем на $0,1^\circ\text{C}$);

д) определение средней разницы Δt^+ , Δt^- между температурами областей L^+ и L^- и температурой окружающей среды;

е) определение горизонтальной протяженности облака L , а также горизонтальной протяженности L^0 облачных участков, имеющих температуру, отличающуюся от температуры окружающей среды не более чем на $\pm 0,1^\circ\text{C}$.

Обработка материалов наблюдений проводилась на ЭВМ «Минск-32».

Синоптические условия и объем материала

Приводимый ниже материал включает результаты наблюдений на северо-западе ЕТС в следующие периоды: июнь 1978 г. – 3 дня, сентябрь – октябрь 1978 г. – 3 дня, июль – август 1979 г. – 20 дней.

Синоптико-метеорологические условия этих периодов исследований были типичными для развития конвективных облаков. Большая часть опытов (64%) была проведена на перифериях циклонов с холодными фронтами, а также фронтами окклюзии, 28% – в малоградиентных полях пониженного давления с вторичными фронтами, 8% – в малоградиентных полях повышенного давления.

Анализируются данные 163 горизонтальных пересечений облаков. Исследован термический режим 47 мощных кучевых облаков. Общая протяженность участков пути, на которых выполнялись измерения в облаках и их окрестности, составила 1500 – 2000 км.

В данной статье анализируются результаты измерений термического режима *Cu cong* мощностью до 5 км. При этом изучались облака мощностью 1 – 2 км (60 проходов), 2 – 3 км (64 прохода) и 3 – 4 км (39 проходов).

Анализ результатов измерений

Основные результаты расчета термических характеристик мощных кучевых облаков представлены в таблице.

У развивающихся мощных кучевых облаков величина среднего перегрева $\overline{\Delta t}$, а также значения $\overline{\Delta t}^+$ и \overline{T}^+ – зависят от высоты относительного основания облака и достигают в условиях эксперимента максимума на высоте 2 – 3 км ($\overline{\Delta t} = 0,8^\circ\text{C}$, $\overline{\Delta t}^+ = 0,9^\circ\text{C}$, $\overline{T}^+ = 1,5^\circ\text{C}$). Здесь наблюдаются значительные превышения температуры над средней

температурой безоблачного пространства; так, более чем в 20% случаев T^+ превышает $2,0^\circ\text{C}$, в 35% случаев $\Delta t^+ > 1,0^\circ\text{C}$.

Величина L^+ составляет на всех уровнях более 50% горизонтальной протяженности облака и в большинстве случаев достигает 80 – 95%. На высоте 3 – 4 км происходит некоторое уменьшение величин $\overline{\Delta t}$, $\overline{\Delta t}^+$, \overline{T}^+ , которое может быть объяснено тем, что измерения в подавляющем большинстве случаев проводились вблизи вершин *Cu cong*, развитие которых ограничивалось задерживающим слоем.

Наименьшие средние значения величин T^- и Δt^- получены для нижней части облака ($T^- = -0,5^\circ\text{C}$, $\Delta t^- = -0,3^\circ\text{C}$) на высоте 0 – 1 км над основанием. Максимум повторяемости T^- приходится на интервал температур $-0,6 \div -0,2^\circ\text{C}$ (около 60% значений). На более высоких уровнях отмечается резкое уменьшение абсолютных величин T^- и Δt^- . Обращает на себя внимание тот факт, что начиная с уровня 1 – 2 км над нижней границей практически отсутствуют в облаке области, имеющие температуру ниже температуры окружающей среды (более чем в 95% случаев L^- не превосходит 0,25 км).

В стадии стабилизации в отличие от развивающихся облаков не наблюдается существенной зависимости величин $\overline{\Delta t}$, $\overline{\Delta t}^-$, $\overline{\Delta t}^+$, \overline{T}^- , \overline{T}^+ , \overline{L}^- , \overline{L}^+ , \overline{L}^0 от высоты над основанием облака. На этой стадии жизни облака средний перегрев уменьшается по сравнению со стадией развития приблизительно в 2 раза на всех уровнях и составляет для рассмотренных случаев $0,2 \div 0,3^\circ\text{C}$. Величины $\overline{\Delta t}^+$ и \overline{T}^+ также меньше, чем у развивающихся облаков, и составляют $\overline{\Delta t}^+ = 0,4 \dots 0,5^\circ\text{C}$, $\overline{T}^+ = 0,8 \dots 0,9^\circ\text{C}$. Однако встречаются и довольно высокие значения превышения температуры в облаке по отношению к окружающему воздуху (T^+ достигает $2,0^\circ\text{C}$).

**Средние значения термических характеристик мощных кучевых облаков
и среднеквадратические отклонения от средних**

Превышение над НГ, км	Стадия развития	Число случаев	$\overline{\Delta t}$	$\sigma_{\Delta t}$	$\overline{\Delta t}^-$	$\sigma_{\Delta t}^-$	$\overline{\Delta t}^+$	$\sigma_{\Delta t}^+$	\overline{T}^-	σ_{T^-}	\overline{T}^+	σ_{T^+}	\overline{L}	σ_L	\overline{L}^-	σ_{L^-}	\overline{L}^+	σ_{L^+}	L^0	σ_{L^0}
			°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	°C	км	км	км	км	км	км
НГ	разв.	5	0,4	0,2	0,0	0,0	0,4	0,1	0,0	0,0	0,7	0,4	1,2	0,4	0,0	0,0	1,0	0,3	0,2	0,2
НГ	разр.	4	-0,3	0,1	-0,3	0,1	0,0	0,0	-0,6	0,2	0,0	0,0	1,9	0,6	1,8	0,7	0,0	0,0	0,1	0,1
$0 < h < 1$	разв.	13	0,3	0,3	-0,3	0,2	0,5	0,3	-0,5	0,3	1,2	0,6	2,6	1,9	0,5	0,7	1,5	1,1	0,6	0,6
	стаб.	18	0,2	0,2	-0,2	0,1	0,4	0,2	-0,4	0,4	0,8	0,4	3,4	1,6	0,8	0,9	1,9	1,2	0,7	0,7
	разр.	5	0,0	0,2	-0,2	0,2	0,3	0,1	-0,4	0,3	0,5	0,4	3,3	2,3	1,4	1,1	1,1	1,0	0,8	1,0
$1 \leq h < 2$	разв.	30	0,6	0,2	-0,1	0,1	0,6	0,2	-0,1	0,2	1,2	0,5	2,0	1,5	0,1	0,2	1,8	1,4	0,1	0,3
	стаб.	19	0,2	0,2	-0,1	0,1	0,4	0,2	-0,2	0,3	0,8	0,4	1,2	0,7	0,2	0,3	0,8	0,6	0,2	0,2
	разр.	32	-0,2	0,3	-0,4	0,2	0,3	0,2	-0,7	0,5	0,5	0,3	1,9	1,2	1,1	0,9	0,5	0,6	0,3	0,3
$2 \leq h < 3$	разв.	15	0,8	0,5	-0,1	0,1	0,9	0,4	0,0	0,1	1,5	0,6	2,4	2,2	0,1	0,1	2,2	2,1	0,1	0,3
	стаб.	9	0,3	0,4	-0,2	0,2	0,5	0,2	-0,3	0,4	0,9	0,5	2,2	1,5	0,8	0,6	1,1	1,4	0,3	0,3
	разр.	3	0,2	0,4	-0,3	0,2	0,4	0,2	-0,4	0,2	1,0	0,5	3,2	2,5	0,8	0,6	1,5	0,9	0,9	1,5
$3 \leq h < 4$	разв.	10	0,7	0,2	0,0	0,1	0,7	0,2	0,0	0,1	1,4	0,4	2,0	1,0	0,0	0,0	1,9	1,1	0,1	0,1

На участки с температурой выше средней приходится около 50% протяженности облака. Наиболее низкие значения T^- и Δt^- , как и для развивающихся облаков, наблюдаются в слое 0 – 1 км над нижней границей. Встречаются довольно большие отрицательные значения температуры ($T^- = 0,8 \dots -1,2^\circ\text{C}$). Протяженность участков, имеющих температуру ниже средней на $0,1^\circ\text{C}$ на соответствующем уровне, больше, чем у развивающихся облаков, и составляет 15 – 40%.

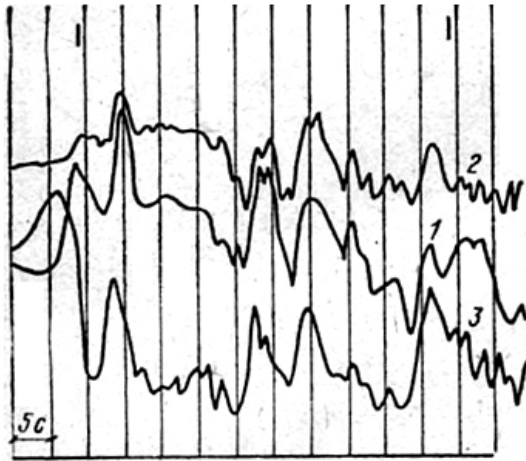
Разрушающиеся мощные кучевые облака в среднем холоднее окружающего воздуха. $\overline{\Delta t}$ составило $-0,2^\circ\text{C}$ по наиболее статистически обеспеченным данным для высоты 1 – 2 км над основанием облака. При этом в 94% всех случаев $\Delta t < 0,1^\circ\text{C}$, а в 3% случаев наблюдается $\Delta t < -0,1^\circ\text{C}$. Δt^- и T^- превосходят по абсолютной величине соответствующие значения величин Δt^+ и T^+ . При этом и облаке преобладают участки, где температура ниже средней температуры воздуха на соответствующем уровне более чем на $0,1^\circ\text{C}$ ($\overline{L^-} / \overline{L} = 58\%$).

Таким образом, анализ данных таблицы указывает на то, что по мере перехода облака от стадии развития к стадии разрушения уменьшаются как значения величин Δt , Δt^+ , T^+ , так и протяженность участков в облаке, имеющих температуру выше средней на соответствующем уровне. При этом переходе возрастают отрицательные значения температуры (отметим, что такое сравнение возможно лишь для высоты 1 – 2 км над нижней границей облака – здесь получены наиболее статистически обеспеченные данные).

Ход температуры в облаках не является плавным. Ему свойственна существенная неоднородность. Нами проанализированы 312 пульсаций температуры в развивающихся облаках и 115 – в разрушающихся. В развивающихся облаках средняя протяженность термических неоднородностей равна 0,3 – 0,4 км, средняя амплитуда пульсаций $0,6 - 0,9^\circ\text{C}$. Горизонтальная протяженность

термических неоднородностей у разрушающихся облаков несколько меньше, чем у развивающихся, и составляет 0,2 – 0,3 км, средняя амплитуда пульсаций 0,5 – 0,6°C.

Было проведено сопоставление результатов измерений термических неоднородностей в облаках с синхронными измерениями относительной неоднородности концентрации облачных частиц. Результаты сопоставления подтверждают сделанный ранее вывод о том, что максимальные концентрации капель совпадают с максимумом термических неоднородностей в облаке, а минимальные концентрации капель – с соответствующими минимумами [1].



Оциллограмма выходных сигналов радиометров, принимающих излучение справа (1), слева (2) и снизу (3) относительно курса самолета.

27 августа 1979 г., 14 ч 01 мин; черточками отмечены моменты входа (выхода) в облако

Синхронные измерения термических неоднородностей в облаках с помощью радиометра, принимающего излучение с горизонтальной трассы и снизу, позволяют сделать некоторые выводы о вертикальной протяженности неоднородных участков. При анализе материалов было установлено, что ход температуры в облаке, регистрируемый радиометром, принимающим излучение снизу, близок по форме к тому, который регистрирует радиометр, принимающий излучение с горизонтальной трассы.

Для иллюстрации сказанного на рисунке приведен ход температуры в мощном кучевом облаке, полученный с помощью радиометров, принимающих излучение справа (1) и слева (2) с горизонтальной трассы, а также снизу (3). Отмечается хорошее совпадение максимумов и минимумов кривых. Такое совпадение указывает на то, что фиксируемые термические неоднородности имеют объемный характер. При этом, учитывая, что эффективная толщина слоя облака, формирующего излучение, составляет для кучевых облаков около 50 м, можно утверждать, что вертикальная протяженность неоднородных участков превосходит 50 м.

Выводы

1. Развивающиеся мощные кучевые облака имеют температуру выше средней на соответствующем уровне в окрестности облака. В условиях эксперимента максимальный перегрев зафиксирован на высоте 2 – 3 км над основанием облака ($\overline{\Delta t} = 0,8^\circ\text{C}$). В облаках наблюдаются существенные термические неоднородности (их средняя протяженность составляет 0,3 – 0,4 км). Расположение максимумов термических неоднородностей по горизонтальному сечению облака совпадает с расположением максимумов концентрации капель, а расположение минимумов – с соответствующими минимумами концентрации.

2. При разрушении мощных кучевых облаков происходит увеличение абсолютных значений величин Δt^- и T^- . Для наиболее статистически обеспеченных данных для высоты 1 – 2 км над основанием облака $\overline{\Delta t} = -0,2^\circ\text{C}$.

3. Диапазон изменения температуры в кучевых облаках весьма широк. Так, в растущих вершинах температура нередко бывает выше средней на 2 – 4 $^\circ\text{C}$, а в разрушающихся облаках отмечается ее понижение на 1 – 2 $^\circ\text{C}$.

Литература

1. Вульфсон Н.И., Лактионов А.Г., Скацкий В.И. Структура кучевых облаков на различной стадии развития. – Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973. т.9, №5.
2. Зайцев В.А., Ледокович А.А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности. – Л., Гидрометеиздат, 1970.
3. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеозлементов. – Труды ЦАО, 1977, вып. 134.
4. Синькевич А. А. Исследование термических характеристик кучевых облаков слабого вертикального развития. – Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД. 1981, деп. №114гм Д-81.
5. Синькевич А. А. К анализу работы ИК радиометра при измерении температуры воздуха в свободной атмосфере и в облаках. – Труды ГГО, 1981, вып. 439.
6. Синькевич А.А., Руднева Л.Б. Оценка применимости приближения черного тела к облакам различных форм и к чистой атмосфере. – Тезисы докладов на 5-м Всесоюзном симпозиуме по распространению лазерного излучения в атмосфере. Ч. 1. Томск. 1979.

7. Честная И.И. Измерение температуры и влажности воздуха при переходе из кучевого облака в окружающую его среду. – Труды ГГО, 1950, вып. 24.
8. Combs A. C. et al. Application of infrared radiometers to meteorology. - J. Appl. Meteorol., 1965. vol. 4. No. 2.
9. Byers H.R., Braham R.R. The Thunderstorm. – Washington, 1949.

Н. А. Бегалишвили, Ю. Ф. Пономарев,
А.А. Синькевич, В.Д. Степаненко

САМОЛЕТ-ЛАБОРАТОРИЯ ЯК-40

Введение

Исследования в области физики облаков и активных воздействий неразрывно связаны с созданием самолетов-лабораторий, оснащенных измерительными приборами и средствами воздействий на облака. Во всем мире постоянно ведутся работы по оснащению и усовершенствованию летающих лабораторий.

В СНГ (ЦАО, УкрНИГМИ, ГГО и др.) для исследования облаков и активных воздействий на них используются различные типы самолетов: Ан-2, Ан-12, Ил-18, Як-40 и другие. В 1960-х – 1970-х годах широкое применение для выполнения научно-исследовательских работ по изучению облаков и безоблачной атмосферы получили «летающие лаборатории» Ил-14. В ГГО им. А. И. Воейкова на протяжении ряда лет также проводились работы по созданию летающей лаборатории на базе этого типа самолета. Они завершились созданием уникального комплекса измерительной аппаратуры и специального оборудования, позволяющего получать данные об основных параметрах облаков и окружающей атмосферы, а также проводить активные воздействия на облака и оценивать их результаты [4].

В 1987 г. в связи с выработкой ресурса была прекращена эксплуатация самолетов Ил-14 и встала задача создания «летающей лаборатории» на базе самолета другого типа. Выбор был остановлен на самолете типа Як-40. Этот самолет имеет ряд характеристик, выгодно отличающих его от самолета Ил-14: широкий диапазон скоростей полета (от 250 до 500 км/ч), значительная скорость подъема (до 15 м/с),

большой потолок полета (до 8,1 км), хорошая энерговооруженность. Так, на самолете-лаборатории Як-40 мощность, потребляемая от сети 115 В (400 Гц), составляет 750 Вт, а от сети 220 В (50 Гц) – 600 Вт. Однако герметичность кабины, в отличие от самолета Ил-14, значительно усложняет установку аппаратуры на борт самолета. Недостатком самолета этого типа можно считать относительно небольшую продолжительность полета без дозаправки топливом (около 3,5 ч).

Работы по оборудованию самолета были проведены в 1988 г. ГТО им. А.И. Воейкова и ЗакНИГМИ. При этом была улучшена базовая схема расположения датчиков на самолете-лаборатории, разработанная сотрудниками УкрНИИ [2].

Аппаратура и оборудование на борту самолета-лаборатории Як-40

Комплекс аппаратуры и оборудования на самолете Як-40 включает в себя приборы для измерения следующих параметров облаков и атмосферы: средней температуры на уровне полета и ее пульсаций, влажности воздуха, водности облаков, оптической прозрачности облаков и атмосферы, радиолокационных характеристик облаков, электрических параметров. Кроме того, на самолете имеются устройства для проведения активных воздействий на облака. Схема размещения аппаратуры на борту Як-40 представлена на рисунке.

Температура является важнейшим метеорологическим параметром. Ее измерения осуществляются с помощью самолетного термометра (см. таблицу). В качестве термопреобразователя используется термометр сопротивления из медной проволоки, размещенный в экранирующей патрубке, защищающей датчик от падающих на него облачных и дождевых частиц. Термопреобразователь вынесен за пределы возмущенного потока с помощью штанги,

укрепленной на фюзеляже самолета. Питается прибор от сети постоянного тока напряжением 27 В. Термометр расположен на рабочем месте бортаэролога (РМ1).

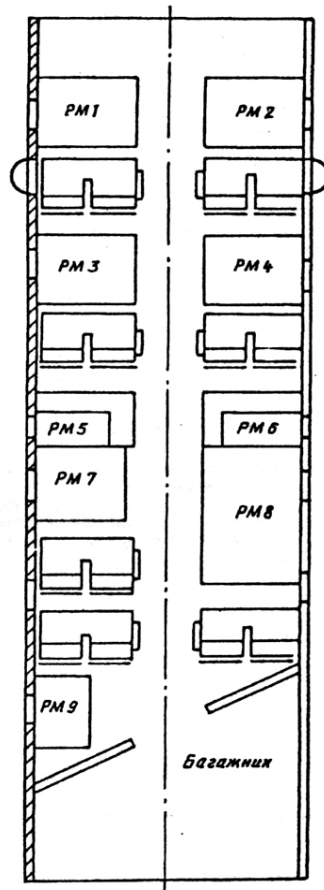
Для измерения средних (фоновых) значений температуры используется также цифровой термометр 02 АК 05-001. В основу его работы положен принцип нелинейного аналого-цифрового преобразования данных термосопротивления в цифровой отсчет температуры. В качестве чувствительного элемента используется термометр (ТСП гр.22), который вынесен за пределы возмущенного потока и крепится штангой к ригелю на крыле самолета. Термометр обеспечивает выдачу показаний (в цифровой форме) с интервалом 1 с при номинальной цене единицы наименьшего разряда $0,1^{\circ}\text{C}$. Постоянная времени прибора определяется тепловой инерцией термопреобразователя и составляет 10 – 15 с. Питается цифровой термометр от сети 115 В 400 Гц. Прибор расположен на рабочем месте бортаэролога (РМ1). Надо отметить, что погрешности измерений термометров существенно возрастают в облаках. Это связано со смачиванием или обледенением датчика.

Для измерения относительной влажности воздуха используется сорбционно-частотный одноканальный цифровой прибор «Волна-1М». Принцип действия гигрометра основан на измерении изменения резонансной частоты колебаний пьезосорбционного чувствительного элемента при различной относительной влажности воздуха. Чувствительным элементом прибора является пьезоэлемент кварцевого резонатора, на поверхность которого нанесена пленка сорбента, избирательно поглощающая водяные пары из анализируемой среды. Чувствительный элемент помещен в защитную трубку, которая прикреплена к выносной штанге. В свою очередь штанга установлена на месте нижнего ригеля впереди фюзеляжа. Блок измерения расположен на рабочем месте РМ7 в салоне самолета. Прибор питается от сети переменного тока 115 В 400 Гц. Результаты измерений

представляются в цифровом виде с дискретностью 0,1%. По данным наших исследований, прибор сохраняет работоспособность в интервале температур от 40 до -7°C. Постоянная времени прибора определяется инерцией чувствительного элемента и составляет 30 – 40 с.

Для измерения температуры и относительной влажности используется также тер-ьюгнгрметр СТГ-6. Прибор реализует измерение влажности по методу «точки росы». Чувствительными элементами прибора являются никелевое термосопротивление – для измерения температуры воздуха и охлаждаемое полупроводниковым холодильником зеркало с медным термосопротивлением – для измерения температуры точки росы. Оптико-электронная схема прибора фиксирует момент появления конденсата на охлаждаемом зеркале. Затем зеркало нагревается. Температура зеркала в момент появления и начале испарения конденсата измеряется и запоминается для регистрации. Чувствительные элементы помещены в продуваемый канал датчика, который крепится за бортом самолета. Электронный блок прибора установлен в пассажирском салоне на рабочем месте РМ2. Диапазон измерений относительной влажности – от 10 до 100%. Температура точки росы измеряется дискретно с периодом от 2 до 10°C (в зависимости от относительной влажности).

Измерение пульсаций температуры (тонкой структуры поля температуры) вблизи облаков и в облаках осуществляется с помощью двух полупроводниковых термометров ППТ-1 и ППТ-2, ИК-радиометра ИТ-4 и ультразвукового термоанемометра БОРТ-1.



РМ1 – радиолокатор «Гроза-40», термометр 02АК05-001, аэрологический комплекс; РМ2 – термогигрометр СТГ-6, вариометр ЛАК-РЭ, термоанемометр БОРТ-1, измеритель перегрузок ДП-4; РМ3 – радиометр ИТ-4, полупроводниковые термометры ППТ-1, ППТ-2; РМ4 – лидар ЛИВО; РМ5 – лидар ЛИВО; РМ6 – лидар ЛИВО; РМ7 – измеритель влажности СЭИВ, измерители токов ИТ, гигрометр «Волна-1М», измеритель перегрузок ВИ6-6ТН; РМ8 – радиометр 36к, измеритель напряженности электрического поля, ПНП, ЭВМ «Искра-1256»; РМ9 – аэрозольный комплекс

Характеристики самолетной измерительной аппаратуры

Прибор	Измеряемый параметр	Диапазон измерений	Средняя квадратическая погрешность измерения	Примечание
Самолетный термометр	Температура воздуха, °С	-40...35	0,05	—
Цифровой термометр 02 АК 05-001	То же	-50...200	0,1	
Полупроводниковые термометры ППТ	Пульсации температуры, °С	-40...25	0,1	Весь диапазон температур разбит на 6 поддиапазонов
Радиометр ИТ-4	Пульсации температуры, °С	-40...20	5%	От величины измерения контраста температур
Гигрометр "Волна-1М"	Относительная влажность, %	0...99,9	1,5	
Термогигрометр СТГ-6	Температура воздуха, °С	-50...50	0,2	
	Температура точки росы	-50...50	0,3	
Ультразвуковой термометр-анемометр БОРТ	Пульсации температуры, °С	-40...35	0,1	Погрешность определена по результатам лабораторных испытаний. Весь диапазон разбит на 5 поддиапазонов
	Вертикальная скорость воздушного потока, м/с	-12...12	0,4	
Измеритель влажности СЭИВ-5	Водность облаков, г/м ³	0...3	20%	
Счетчик концентрации кристаллов "Кристалл"	Концентрация кристаллов в облаках, см ⁻³	10 ²	20%	
Измеритель токов ИТ	Электростатический ток, А	0...10 ⁻³	10%	
Самолетный прибор для измерения напряженности электрического поля, СПНП	Напряженность электрического поля, В/м	0...250 000	5%	Весь диапазон разбит на 4 поддиапазона
	Заряд самолета, Кл	10 ⁻³ ...10 ⁻⁶	10%	
Лидар ЛИВО	Показатель ослабления видимого излучения, км ⁻¹	0,1...20,0	0,1	
Вариометр ЛАК-РЭ-303	Вертикальная скорость самолета, м/с	5	10%	
Виброизмеритель ВИБ-6ТИ	Перегрузки (ускорения) самолета	0,1...5,0	3%	
Радиометр 36к	Радиационная температура, °С	-50...50	1,0	
Аэрозольный комплекс	Аэрозоль в атмосфере, мкм	0,25	—	
Актинометрический комплекс	Интегральные потоки радиации, Вт/м ²	0...500	5%	
ЭВМ "Искра-1256"	32 аналоговых канала			
Электрометеорограф	Давление, гПа	1040—250	± 5	
	Воздушная скорость, км/ч	0—900	± 8	

ППТ-1 и ППТ-2 выполнены по классической схеме усилителей постоянного тока. Термопреобразователями служат малоинерционные полупроводниковые микротерморезисторы МТ-54 – точечные элементы с двумя платино-иридиевыми выводами, закрепленными на кончике стеклянной трубки. Микротерморезисторы помещены в защитные трубки. Для уменьшения влияния смачивания передняя часть защитной трубки ППТ-1 выполнена из фторопласта. Ее конструкция заимствована из работы [3]. В ППТ-2 используется конструкция защитной трубки, разработанная в УкрНИИ [5]. Термопреобразователи ППТ-1 и ППТ-2 и 02 АК 05-001 крепятся на одной штанге, идущей от ригеля, который установлен на крыле самолета.

Радиометр ИТ-4 предназначен для измерения пульсаций температуры и представляет собой оптико-электронный прибор, работающий в полосе поглощения водяного пара с центром 6,3 мкм [6]. Он устанавливается таким образом, чтобы принимать излучение с горизонтальной трассы перпендикулярно курсу полета самолета. Пороговая чувствительность прибора к изменению температуры не превосходит 0,1°C, постоянная времени равна 0,5 с. Угол поля зрения радиометров не превосходит 2°. Применение ИК-метода измерений пульсаций температуры в облаках с помощью радиометра исключает ряд погрешностей, связанных с влиянием смачивания и обледенения.

Ультразвуковой термометр-анемометр БОРТ-1 предназначен для измерения тонкой структуры поля температуры и скорости воздушных потоков и состоит из нескольких измерительных баз, вдоль которых распространяется ультразвуковая волна. Конструкция датчика выполнена таким образом, что излучатель ультразвуковых колебаний помещен в центре квадрата, а по краям размещены четыре приемника. В качестве излучателя и приемников используются пьезоэлектрические микрофоны МУП-1. Рабочая частота прибора 40...42 кГц, измерительная база

0,12 м. Основные технические характеристики устройства приведены в таблице. Используемая конструкция датчика позволяет исключить погрешность из результатов измерения температуры, возникающую вследствие движения воздушных потоков. Аналогично из результатов измерения скорости потоков исключается температурная погрешность. Ультразвуковой термометр-анемометр БОРТ осуществляет бесконтактное измерение температуры и скорости вертикальных потоков с высоким быстродействием. Датчик прибора крепится на ригеле на крыле самолета.

Измерение вертикальной скорости самолета в облаках осуществляется с помощью электронно-вычислительного вариометра ЛАК-РЭ-303. Датчиком служит самолетный приемник воздушного давления. С помощью индуктивного преобразователя давление преобразуется в напряжение переменного тока, амплитуда которого пропорциональна вертикальной скорости самолета. Сигнал с датчика усиливается, детектируется и поступает на выход прибора. Пределы измерения вертикальной скорости летательного аппарата ± 5 м/с. Основная погрешность измерений вертикальной скорости не превышает 10% в диапазоне высот 0,9 – 12,0 км. Постоянная времени прибора 0,5 с.

Для измерения истинной скорости вертикальных потоков сигналы ультразвукового анемометра и пневмоэлектрического вариометра суммируются с соответствующими коэффициентами. Это позволяет исключить погрешности, связанные с изменением вертикальной скорости самолета вследствие увлечения его вертикальным потоком. Определение истинной скорости воздушного потока осуществляется с помощью ЭВМ «Искра-1256».

Для измерения перегрузок самолета используется виброизмерительная аппаратура ВИБ-6ТН. Виброизмеритель предназначен для измерений ускорений. В вибропреобразователе применяется индуктивный датчик

перегрузок (ускорений). Диапазон измеряемых перегрузок 0,1 – 5,0 g. Питание прибора от сети постоянного тока 27 В.

Измерение влажности облаков осуществляется с помощью прибора СЭИВ-5. Принцип измерений основан на определении электрической мощности, затрачиваемой непосредственно на нагревание и испарение воды, осаждающейся из аэрозольного потока на нагретом чувствительном элементе. Датчиком являются два нагретых цилиндрических тела, помещенных в единый профилированный аэродинамический канал последовательно друг за другом. Первое тело полностью экранирует второе от попадания на него облачных частиц. Нагретые тела – проволочные сопротивления ПЭВ-10, на которые намотаны нихромовые спирали (диаметр проволоки 0,65 мм). Сопротивление ПЭВ-10 и нихромовое сопротивление соединены параллельно, что увеличивает чувствительность прибора. Оба тела включены в противоположные плечи моста Уитсона. Сигнал разбаланса подается на усилитель постоянного тока. Дрейф нуля прибора при полете в безоблачной атмосфере не превосходит 0,1 г/м³. Относительная погрешность измерения влажности составляет 10%. Постоянная времени 1 с, питание от сети постоянного тока напряжением 27 В. Датчик установлен в невозмущенном потоке в передней части самолета и с помощью штанга крепится к фюзеляжу. Приборный блок расположен на рабочем месте РМ7 в салоне самолета.

С целью измерения концентраций кристаллов подготовлено рабочее место для установки прибора «Кристалл» (разработка УкрНИИ). Он представляет собой фотоэлектрический прибор, позволяющий измерить концентрацию кристаллов размером более 20 мкм при значениях ее не менее 10² см⁻³. Оптическая система осуществляет разделение сигналов от капель и кристаллов, основанное на различии поляризационных свойств жидких и

кристаллических частиц. Блок электроники формирует импульсы в момент попадания кристалла в измерительный объем прибора. Регистрация концентрации кристаллов осуществляется с помощью частотомера. Датчик прибора размещается в нижней части фюзеляжа самолета. Питание прибора от сети переменного тока 115 В 400 Гц и постоянного тока 27 В.

Для измерения напряженности электрического поля атмосферы и облаков, а также для измерения электростатического заряда, который появляется на поверхности самолета, используется самолетный прибор, измеряющий напряженность электрического поля (СПНП). Его принцип действия основан на преобразовании электрического поля с помощью модулирующих пластин датчика в переменный сигнал, который усиливается и детектируется синхронным детектором. Два датчика, расположенных вверху и внизу фюзеляжа, позволяют определять вертикальную составляющую напряженности электрического поля. Постоянная времени – 0,1 с, питание от сети 115 В 400 Гц. Приборы позволяют регистрировать электрические поля в атмосфере в широком спектре значений – от слабых полей, характерных для условий безоблачной атмосферы, до значений напряженности электрического поля, возникающего в грозовых облаках.

Для измерения электрических токов, текущих по поверхностям самолета, и токов коронирования используются измерители токов ИТ. Они позволяют измерить токи, текущие с электростатических разрядников, помещенных на кромках крыльев, в лобовой части самолета и на хвостовом стабилизаторе. Постоянная времени прибора 0,01 с, питание от сети постоянного тока напряжением 27 В.

Для определения показателя ослабления видимого излучения в безоблачной атмосфере и в облаках используется лидар на базе серийно выпускаемого лазерного измерителя высоты облаков ЛИВО. В качестве источника излучения

используется рубиновый лазер. Приемником рассеянного излучения служит ФЭУ. Сигнал с выхода ФЭУ регистрируется запоминающим осциллографом С8-13. Энергия излучения передатчика 0,07 – 0,24 Дж. Длительность зондирующего импульса 40 Нс. Диаметр выходного зрачка 500 мм, диаметр входного зрачка оптической системы 60 мм, угол поля зрения 3'. Приемопередатчик закреплен на специальной подставке и располагается у иллюминатора по правому борту самолета. На рабочем месте РМ4 установлены блок аппаратуры и пульт управления лидара. На этом же месте расположен регистрирующий осциллограф. Питание лидара осуществляется от сети постоянного тока напряжения 27 В. Прибор позволяет измерить одну из важнейших характеристик облаков и атмосферы – показатель ослабления излучения. Пределы измерений показателя ослабления по результатам проведенных экспериментов составляют 0,1 – 20,0 км⁻¹.

Измерение уходящего собственного излучения земли и атмосферы в ИК-диапазоне, а также коротковолновой радиации, отраженной землей, осуществляется с помощью двухканального сканирующего радиометра 36к. Прибор позволяет измерить радиационную температуру облаков. Оптическая головка радиометра установлена в окне по правому борту самолета. Угол между осью визирования и надиром составляет 15°. Сканирование осуществляется по направлению полета самолета. Угол сканирования 140°. Радиометр имеет два измерительных канала: первый - коротковолновый (0,3 – 3,0 мкм), второй – длинноволновый (3 – 30 мкм). Выходные сигналы представлены в аналоговой форме. Напряжение питания 14,5 В.

Для измерения интегральных потоков радиации, идущих от верхней и нижней полусфер, на борту самолета-лаборатории предусмотрена возможность использования актинометрического комплекса. Данные, получаемые с его помощью, позволяют оценить:

- количество радиации, поглощенной в различных слоях атмосферы;

- альbedo системы подстилающая поверхность – атмосфера и его изменения с высотой.

Комплекс состоит из интегральных радиационных термоэлементов, смонтированных на специальных площадках, ориентированных параллельно продольной оси самолета, расположенных сверху и снизу фюзеляжа самолета. Сигналы с приемников поступают в электронный блок и фиксируются на самописец, расположенный на рабочем месте РМ6. Одновременно измеряется и регистрируется температура приборов. Измерение проводится в двух диапазонах длин волн: $\lambda = 0,3 \div 3,0$ мкм, $\lambda = 3 \div 20$ мкм. Относительная погрешность измерения потоков 5% измеряемой величины.

При решении ряда задач по физике атмосферы и оценке загрязнения воздуха необходима информация о содержании аэрозоля. Для этого предусмотрен отбор воздуха, который производится через заборник, вынесенный в невозмущенный поток. К заборнику по выбору оператора могут подключаться фильтровые и инерционные ловушки или фотоэлектрический счетчик частиц, расположенные на рабочем месте РМ9.

Дальность и азимут опасных для полетов мощных кучевых и кучево-дождевых облаков определяются на самолете с помощью радиолокатора «Гроза-40» ($\lambda = 3,2$ см). Радиолокатор позволяет решать также ряд навигационных задач. Антенна станции расположена в носовой части самолета, индикатор радиолокатора расположен на рабочем месте бортаэрологов РМ1. Радиолокационная информация позволяет оперативно принимать решения о проведении активных воздействий на облака и контролировать их результаты. Данные зондирования позволяют получать информацию о радиолокационной отражаемости облаков.

Регистрация измеряемых параметров на борту самолета осуществляется с помощью трех двенадцатиканальных

оптических осциллографов К12-22, расположенных на РМ2, РМ3 и РМ7 в салоне самолета (см. рисунок). На гальванометры осциллографов подаются сигналы меток единого самолетного времени (обычно пятисекундные метки), а также отметки бортнаблюдателей. Это обеспечивает синхронизацию записей разных самописцев. Система единого времени представляет собой электронные часы с кварцевой стабилизацией частоты.

Большой объем получаемой информации требует автоматизации ее обработки. С этой целью на борту самолета-лаборатории установлена ЭВМ «Искра-1256». Применение ЭВМ позволяет оперативно получать информацию о характеристиках облаков и принимать решение о проведении воздействий на облака. Осуществлена стыковка ЭВМ практически со всей аппаратурой, установленной на борту самолета. Общее количество обрабатываемых на данный момент сигналов 15.

Для управления работой ЭВМ был разработан специальный пульт, обеспечивающий ввод дополнительной информации: даты, высоты и скорости полета и выдачу командных сигналов: начало режима, начало и конец облака, конец режима и других. Алгоритм обработки информации представлен в работе [1]. В процессе работы ЭВМ на экран дисплея выводится необходимая для контроля и экспресс-анализа информация. Вычисления можно проводить на различных этапах работы как во время эксперимента, так и во время наземной обработки первичных результатов (перед выводом данных на цифropечать и графopостроитель).

На борту самолета-лаборатории Як-40 для проведения активных воздействий на облака установлены отстреливающие устройства АСО-2И (8×32 ствола) для отстрела пиропатронов 26-го калибра. Управление средствами воздействий осуществляется из салона самолета с рабочего места РМ7.

Итак, созданный совместными усилиями сотрудников ГТО им. А.И. Воейкова и ЗакНИГМИ комплекс приборов и

оборудования позволяет решать целый ряд фундаментальных и прикладных задач по физике облаков и активным воздействиям.

Авторы благодарят сотрудников ГТО им. А.И. Воейкова Звонарева В.В., Шумакова Л.И., Драчеву В.П., Волкова Н.Н., сотрудника ЗакНИГМИ Робиташвили М. Г., а также группу конструкторов завода №407 ГА во главе с Козловским А.С. за активное участие в работах по оборудованию самолета.

Литература

10. Васильев О.И., Волков Н.Н., Климин Н.М., Синькевич А. А. Автоматизация сбора и обработки информации в камере туманов и на самолете-лаборатории Ил-14 ГГО. – Труды ГГО. 1988, вып. 518.
11. Войт Ф.Я., Мирмович Л.А. Фурман А.И. Самолет-метеорологический лаборатория Як-40. – Труды УкрНИИ, 1986, вып. 212.
12. Зайцев В.А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности. – Л., Гидрометеоиздат, 1970.
13. Звонарев В.В., Лядов В.С., Пономарев Ю.Ф. Синькевич А.А., Степаненко В. Д. Особенности самолета-лаборатории ГГО Ил-14. – Труды ГГО. 1986, вып. 497.
14. Кучевые облака и связанные с ними деформации полей метеоэлементов. Сб. под ред. И.П. Мазина и С.М. Шметера. – Труды ЦАО. 1977, вып. 134.
15. Синькевич А.А. К анализу работы ИК-радиометра при измерении температуры воздуха в свободной атмосфере в облаках. – Труды ГГО, 1981, вып. 439.

Н. Е. Веремей, Ю. А. Довгалоук,
И. А. Савченко, А. А. Синькевич, В. Д. Степаненко

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ОБНАРУЖЕНИЯ ОБЛАКОВ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ В АТМОСФЕРЕ ПРИ АВАРИЯХ НА АЭС

Введение

Объем потребления энергии человеком ежегодно возрастает, соответственно возрастает число аварий, в первую очередь аварий больших технических систем. Это связано с увеличением числа таких систем и их сложности, а также с ростом единичной мощности используемых агрегатов. Особо следует подчеркнуть, что развитие атомной промышленности сопровождалось авариями с тяжелыми экологическими последствиями [1 – 3].

При некоторых авариях (пожарах, взрывах) в результате действия мощного источника энергии в атмосфере формируются так называемые конвективные облака экстремальных ситуаций (КОЭС), которые отличаются от облаков естественного происхождения большим вертикальным масштабом, сильной пространственной неоднородностью и значительными скоростями вертикального воздушного потока (их максимальные значения соизмеримы со скоростью звука). Как правило, КОЭС содержат большое количество аэрозольных частиц, являющихся продуктами сгорания, разрушения почвы и др. Облака с аналогичными свойствами возникают при извержениях вулканов и крупных лесных пожарах. Эти облака, благодаря фазовым переходам воды, визуализируют области вертикальных движений в атмосфере и в этом смысле являются природными трассерами,

обнаруживающими район аварии. Это позволяет использовать дистанционные средства (в частности, радиолокаторы) для обнаружения КОЭС.

При определенных типах аварий (взрывы, крупные пожары, аварии на АЭС и др.) КОЭС могут быть экологически опасными объектами для природы и человека, так как могут содержать большое количество вредных примесей, концентрирующихся в них вследствие различных физико-химических взаимодействий облачной влаги, газов и аэрозолей. Эти примеси могут быть далее перенесены облаками на значительные расстояния от зоны аварии и вместе с осадками вымыты на подстилающую поверхность [4, 5]. В связи со сказанным выше важно исследовать структуру и динамику таких облаков, факторы, определяющие процессы их формирования и выпадения из них осадков, а также изучить возможность их дистанционного обнаружения с помощью радиолокаторов или иных средств. На сегодня для решения указанных задач наиболее перспективным является метод численного моделирования, так как экспериментальные методы исследования КОЭС чрезвычайно затруднены и связаны с большими опасностями.

В данной статье описаны результаты исследования возможности радиолокационного обнаружения конвективного облака, образующегося над эпицентром аварии на АЭС, с использованием нестационарной полуторамерной модели конвективного облака (КО), разработанной в ГГО им. А.И. Воейкова [6, 7].

1. Физические механизмы формирования радиолокационного сигнала в атмосфере

Метод радиолокации в настоящее время получил широкое распространение в работах по исследованию свойств безоблачной и облачной атмосферы и происходящих в ней явлений. В частности, разработаны специальные

метеорологические радиолокаторы для исследования облаков и осадков. Эти радиолокаторы могут применяться для дистанционного обнаружения выбросов в атмосферу и облаков, образующихся в результате аварий техногенного происхождения [8].

Впервые получение радиолокационной информации о радиоактивных выбросах (РАВ) и их распространении относится к 1986 г., когда произошла авария на Чернобыльской АЭС. Специалистами ГГО им. А.И. Воейкова и ВИКИ им. А.Ф. Можайского выполнена работа, в которой анализировались радиолокационные данные, полученные с помощью метеорадара МРЛ-2, установленного в аэропорту "Борисполь" в 115 км от ЧАЭС, в период с 3 ч 26 апреля по 3 ч 2 мая 1986 г. [9].

В дальнейшем проводилось большое число радиолокационных наблюдений за трубами Запорожской и Южно-Украинской АЭС и отмечалось, что эффективная площадь рассеяния (ЭПР) для технологических выбросов составляет $0.01-2 \text{ м}^2$, а для аварийных - $0.1-20 \text{ м}^2$. Никаких данных, однако, о методике измерений мощности эхосигналов не приводилось.

Анализ выполненных ранее исследований и физических причин образования радиоактивных облаков и осадков при авариях на АЭС [9, 10] приводит к выводу, что необходимо различать три типа облаков. Первый тип является аэрозольно-плазменным образованием. Второй включает в себя также продукты конденсации водяного пара (капли, ледяные частицы), которая происходит в конвективных струях, образующихся в результате перегрева воздуха над эпицентром аварии. Третий тип - естественные облака, взаимодействующие с облаками первых двух типов и ставшие после этого радиоактивными.

Ниже приведены результаты теоретических оценок отражающей способности радиоактивных облаков первого и

второго типа. В отличие от работ [10 – 12], впервые учтено присутствие продуктов конденсации водяного пара.

Возникновение отраженного сигнала, воспринимаемого РЛС, связано с появлением различных неоднородностей в атмосфере. Примерами таких неоднородностей являются перегретые области, зоны с повышенной турбулентностью, ионизированные объемы воздуха, а также области, содержащие твердые и жидкие взвешенные частицы разного происхождения (в частности, облака и связанные с ними осадки). Интенсивность отраженного сигнала зависит от характера и степени неоднородности. Приведем оценки возможного вклада перечисленных факторов в формирование радиолокационного сигнала.

В общем случае суммарная удельная ЭПР может быть представлена в виде:

$$\Sigma = \Sigma_p + \Sigma_i + \Sigma_t + \Sigma_T, \quad (1)$$

где Σ_i , Σ_p , Σ_t , Σ_T – вклад в ЭПР ионов, взвешенных твердых и жидких частиц, турбулентных неоднородностей и термических контрастов соответственно.

Приведем количественную оценку каждого из слагаемых в формуле (1). Величина ЭПР одного электрона, согласно [8], равна:

$$\sigma_e = 4\pi \times 10^{-14} \left(\frac{e^4}{M_e} \right) = 10^{-28}, \quad (2)$$

где e , M_e – заряд и масса электрона соответственно. Считая рассеяние некогерентным, для ЭПР единицы объема будем иметь $\sigma_i = N_e \sigma_e$, где N_e – концентрация электронов. Для технологических выбросов АЭС значение N_e имеет порядок

$10^9 \div 10^{10} \text{ м}^{-3}$, чему соответствует $\sigma_i = 10^{-18} \text{ м}^{-1}$. При аварийных ситуациях $N_e \geq 10^{11} \div 10^{12} \text{ м}^{-3}$, соответственно $\sigma_i = 10^{-16} \text{ м}^{-1}$.

Для более точных оценок σ_i , следует учесть влияние когерентности рассеяния. Однако из анализа данных, приведенных в [13], видно, что влияние когерентного рассеяния при длине волны $\lambda = 3 \text{ см}$ для указанных концентраций ионов незначительно.

Далее можно показать, что для МРЛ-5 при $\lambda = 3 \text{ см}$, ширине радиолуча $\Theta = 0,5^\circ$ на расстоянии 10 км отражающий объем $V \approx 10^6 \text{ м}^3$ и, следовательно, соответствующая ЭПР для аварийных выбросов $\Sigma_i = V\sigma_i = 10^{-10} \text{ м}^2$.

Для оценки величины Σ_T , обусловленной контрастом диэлектрической проницаемости за счет изменения температуры и влажности в объеме, воспользуемся результатами работы [14]. Полагая диаметр термика равным 100 м, перегрев воздуха внутри него $\Delta T = 5 \div 90^\circ\text{C}$, относительную влажность воздуха 40 – 100%, используя подход, предложенный в [14], получаем значение ЭПР $10^{-9} \div 10^{-6} \text{ м}^2$ при $\lambda = 3 \text{ см}$.

Что касается вклада турбулентности, то, используя данные работ [8, 15], можно показать, что $\sigma_i = 10^{-13} \div 10^{-10} \text{ м}^{-1}$; при указанных выше условиях это приводит к значениям $\Sigma_T = 10^{-7} \div 10^{-4} \text{ м}^2$.

Оценка вклада величины аэрозольного рассеяния на твердых частицах была выполнена при следующих предположениях: выброс аэрозолей в атмосферу из эпицентра аварии отсутствует, таким образом, рассматривается фоновый аэрозоль; диэлектрическая проницаемость частиц ε полагается равной нескольким единицам, что приблизительно соответствует веществу горных пород, радиус частиц равен 4

мкм, их концентрация равна 5000 см^{-3} . Получено, что при $\lambda = 3 \text{ см}$ значение удельной ЭПР $\sigma_p = 10^{-14} \text{ м}^{-1}$. Следовательно, при указанных выше условиях $\Sigma_p = 10^{-8} \text{ м}^2$.

В случае, если в качестве аэрозольных частиц рассматриваются водяные капли или ледяные частицы (облака, туманы), радиус которых на несколько порядков больше, чем твердых аэрозольных частиц, присутствующих в атмосфере и в объеме выброса, значение Σ_p оказывается существенно большим. По проведенным оценкам, для дождевых капель $\Sigma_p = 10^{-9} \div 10^1 \text{ м}^2$; соответственно для градин $\Sigma_p = 10^{-9} \div 10^3 \text{ м}^2$. При значениях водности порядка $10^{-1} \div 10^0 \text{ г/м}^3$, наблюдаемых в КО, $\Sigma_p \gg \Sigma_t$. Следовательно, при рассмотрении вопроса о возможности обнаружения конвективных облаков чрезвычайных ситуаций в первом приближении можно ограничиться учетом вклада только частиц осадков в радиолокационную отражаемость таких облаков.

2. Описание численной модели КОЭС

Построение численных моделей КОЭС, адекватно описывающих изучаемые объекты, стало возможным лишь в последние 10 лет благодаря появлению быстродействующих ЭВМ. Однако реализация на ЭВМ упрощенных моделей с целью расчета высоты подъема облаков над тепловыми источниками при различных наборах начальных условий впервые была осуществлена еще в 1950-е-60-е годы [16]. В 1970-х-80-х годах началась реализация двухмерных осесимметричных моделей. При построении моделей большинство авторов уделяло основное внимание либо динамическим [17, 18], либо микрофизическим аспектам развития облака [19, 20]. В первом случае микрофизические процессы либо не учитывались вообще, либо рассматривались

в параметризованном виде, однако система уравнений движения решалась в полном виде. С использованием этих моделей был проведен ряд работ по определению динамических и геометрических характеристик конвективных движений при ядерных взрывах [17] и оценке количества аэрозоля, выбрасываемого в атмосферу [18]. Во втором случае использовался ряд приближений для расчета динамических параметров КОЭС (в частности, приближение Буссинеска), но при этом достаточно подробно описывались процессы фазовых переходов и взаимодействий взвешенных частиц.

Наиболее полной является модель, разработанная в Национальном центре метеорологических исследований в Колорадо, подробно описывающая динамические, микрофизические и радиационные процессы. Особенностью данной модели является подробный учет свойств аэрозоля. С ее помощью изучались процессы распространения аэрозольных частиц и их вымывания из атмосферы [21].

Результаты расчетов, сделанных при использовании вышеперечисленных моделей, в целом совпадают с данными наблюдений за реальными КОЭС, возникающими при взрывах и крупных пожарах. В частности, модели хорошо предсказывают динамические характеристики, такие как высота верхней и нижней границ КОЭС и значение скорости восходящего потока. Сравнение же микрофизических характеристик крайне затруднено ввиду практически полного отсутствия экспериментальных данных.

Модель, выбираемая для расчетов, должна адекватно описывать эволюцию рассматриваемой системы и отражать основные особенности ее поведения, но в то же время быть, по возможности, достаточно простой. Полные модели высокой размерности имеют ряд недостатков. Наиболее существенным из них является чрезвычайно большое время расчетов и, как следствие, невозможность использования таких моделей для решения оперативных задач. В то же время подробное описание тех или иных физических процессов не всегда

оправдано, так как в некоторых случаях применение упрощенного подхода позволяет существенно ускорить расчеты, не приводя к значительным погрешностям в результатах вычислений.

В связи с вышесказанным авторами была выбрана для расчетов численная нестационарная полутримерная модель КО, разработанная в лаборатории физики облаков ГГО, в которой принят ряд приближений теории конвекции, а также использован метод параметризации микрофизических процессов [6, 7]. Предварительные расчеты [7] показали, что, будучи достаточно простой, данная модель, тем не менее, дает вполне адекватное описание развития КОЭС.

Модель включает систему нелинейных нестационарных уравнений гидротермодинамики и уравнений баланса субстанций, параметрические выражения для вычисления интенсивностей микрофизических процессов, граничные и начальные условия, а также численную схему решения системы уравнений [6].

Развитие облака происходит в цилиндрической области пространства радиусом R_C и высотой H . Данная область ограничена снизу подстилающей поверхностью; верхняя граница цилиндра задается таким образом, чтобы возмущения среды, связанные с развитием облака, не достигали ее уровня. Все уравнения осреднены по сечению цилиндра радиусом R_C . Как внутри, так и вне цилиндрической области все физические величины изменяются в пространстве только по вертикали. Характеристики КО изменяются за счет взаимодействия с окружающей средой (вовлечение, перемешивание), но внешнюю среду облако не возмущает; таким образом, ее характеристики не меняются во времени.

Система уравнений дополнена выражениями для расчета источников в уравнениях баланса, набором начальных и граничных условий, а также численной схемой решения, в

качестве которой применена модифицированная схема «вперед по времени и вверх против потока» [6].

Система уравнений замыкается, если определены значения параметрических выражений для источников-стоков субстанций [6]. Обмен влагой между субстанциями представлен в виде блок-схемы на рис. 1.

В данной модификации модели не учитывается присутствие аэрозольных частиц, поскольку, как было показано выше, отраженный радиолокационный сигнал формируется в основном частицами жидких и твердых осадков. В общем случае присутствие аэрозольных частиц может повлиять на характеристики облака, в том числе на его отражающую способность. Введение аэрозольного блока в модель планируется в перспективе как очередной этап исследования.

3. Результаты расчетов динамики КОЭС и оценка дальности их радиолокационного обнаружения

Перегрев воздуха в результате аварии в приземном слое моделировался заданием фиксированной во времени разности температур ΔT между внутренней и внешней областями цилиндра в слое $z = 0 \div 200$ м, где z – вертикальная координата. Расчеты выполнялись для четырех значений ΔT : 1, 10, 25 и 50°C (первые два случая соответствуют естественным условиям, вторые два наиболее характерны для экстремальных ситуаций). При этом значение перегрева варьировалось для двух наборов параметров невозмущенной атмосферы: один из них соответствует атмосферной ситуации, благоприятной для развития КО (случай А), другой, напротив, характеризует устойчивую атмосферу (случай Б).



Рис. 1. Схема микрофизических процессов, происходящих в облаке

В табл. 1 приведены экстремальные значения некоторых параметров КО для случаев А и Б при разных значениях ΔT , полученные в ходе численных экспериментов. Из таблицы видно, что с увеличением ΔT происходит рост скорости восходящего потока и высоты верхней границы облака в результате возрастания роли силы плавучести при перегреве. Нижняя граница облака также поднимается в результате усиления перегрева вследствие понижения относительной влажности воздуха при нагревании и, как следствие, испарения капель в нижней части облака. Однако подъем нижней границы облака при увеличении ΔT менее интенсивен, чем рост высоты верхней границы; таким образом, мощность облака увеличивается. Заметим, что рост высоты верхней границы облака $h_2(\Delta T)$ наиболее сильно выражен в случае А, в то время как возрастание его нижней границы $h_1(\Delta T)$, напротив, оказывается более интенсивным в случае Б вследствие меньшей влажности воздуха в окружающей атмосфере, что усиливает эффект испарения влаги, вызванный перегревом. Содержание облачных капель возрастает с увеличением ΔT , так как при большей скорости восходящих потоков происходит более интенсивный перенос водяного пара в верхние слои атмосферы, что приводит к быстрой конденсации. Водность осадков при увеличении ΔT вначале растет, затем, начиная с некоторого значения перегрева, начинает убывать. Связано это с тем, что крупные частицы имеют тенденцию выпадать в подоблачный слой, где происходит их испарение, причем оно происходит тем сильнее, чем выше нижняя граница облака и чем сильнее перегрет подоблачный слой. Первоначальный рост водности (ледности) осадков обусловлен увеличением массы облачных капель с усилением перегрева.

Табл. 1.

**Максимальные по высоте и по времени значения
некоторых параметров КОЭС при разных перегревах
воздуха и минимальное значение высоты нижней границы
облака**

$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$W_C \text{ макс, } \Gamma/\text{M}^3$	$W_R \text{ макс, } \Gamma/\text{M}^3$	$W_W \text{ макс, } \Gamma/\text{M}^3$	$W_I \text{ макс, } \Gamma/\text{M}^3$	$Z_R \text{ макс, дБз}$	$Z_I \text{ макс, дБз}$	$h_1 \text{ мин, км}$	$h_2 \text{ макс, км}$	$W_{\text{макс, м/с}}$
Случай А									
1	2,0	3,9	4,7	0,1	54,0	40,0	1,0	5,8	10,7
10	2,9	3,7	5,0	7,5	53,0	77,0	1,2	10,2	23,1
25	3,4	1,5	4,4	4,9	46,0	74,0	1,8	11,6	36,8
50	3,5	0,5	4,0	2,3	38,0	68,0	2,6	13,2	53,3
Случай Б									
1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,6
10	0,9	0,1	0,9	0,0	17,0	0,0	2,0	2,8	12,9
25	2,0	0,9	2,7	0,0	42,0	0,0	2,4	5,2	22,1
50	2,4	0,2	2,6	2,7	30,0	69,0	3,2	10,4	35,2

На рис. 2 приведены зависимости максимальных характеристик облака от времени при $\Delta T = 50^\circ\text{C}$. Из рисунка видно, что разные характеристики достигают своего максимального значения в разные моменты времени, что является характерной особенностью развития конвективных облаков [6]. Стадия развития облака при выбранных условиях в атмосфере составляет 10 – 15 мин, а далее облако стационарируется, что связано с большими значениями вертикальной скорости. Существенно различаются значения и высота расположения максимальной радиолокационной

отражаемости для дождя и града, что хорошо прослеживается на их вертикальных профилях (рис. 3).

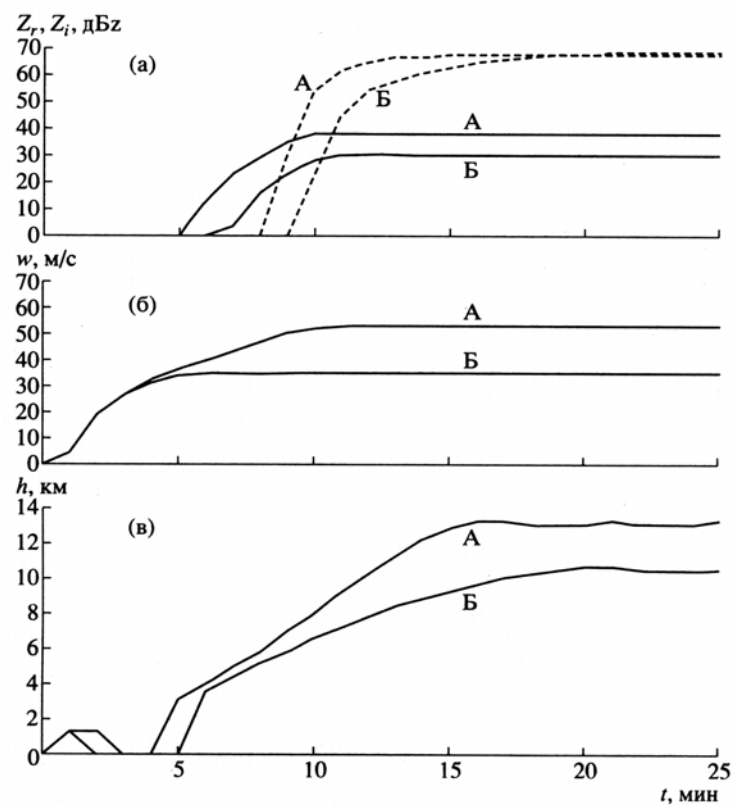


Рис. 2. Временной ход максимального значения (а) радиолокационной отражаемости, обусловленной присутствием дождевых капель (сплошная кривая) и градин (пунктирная кривая) для случаев А и Б, (б) скорости восходящего потока и (в) высоты верхней границы облака для случаев А и Б при $\Delta T = 50^\circ\text{Ñ}$.

Значения радиолокационной отражаемости, обусловленной влиянием дождевых капель (Z_r) и градин (Z_i) также зависят от величин начального перегрева и заметно изменяются во времени. В табл. 1 приведены максимальные значения Z_r и Z_i для случаев А и Б при разных значениях ΔT . Из таблицы видно, что с ростом ΔT значения радиолокационной отражаемости уменьшаются.

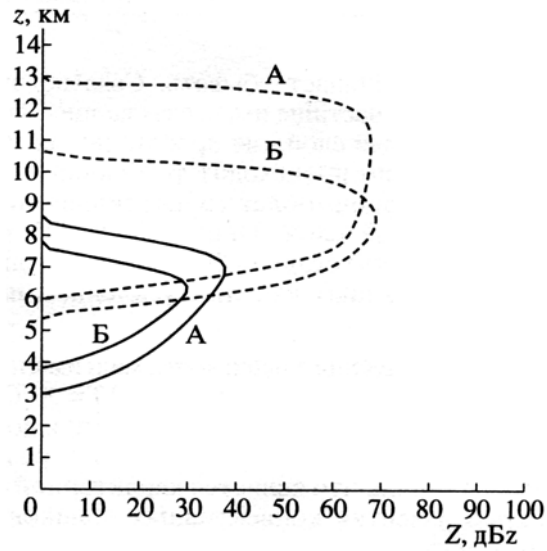


Рис. 3. Вертикальные профили радиолокационной отражаемости, обусловленной присутствием дождевых капель (сплошная кривая) и градин (пунктирная кривая) при $\Delta T = 50^\circ\text{C}$ для случаев А ($t = 15$ мин) и Б ($t = 21$ мин).

Практические возможности обнаружения КОЭС можно оценить, зная основные технические параметры используемых РЛС, отражающие характеристики облаков, а также условия распространения электромагнитных волн на трассе.

Максимальная дальность обнаружения КОЭС может быть рассчитана по формуле [8]:

$$R_{\max}^2 = \frac{1.12 \times 10^{-20} \mu P_i h}{P_{\min} \lambda^2 \Theta_1 \Theta_2} K K_3 (0,9 Z_r + 0,2 Z_i), \quad (3)$$

Здесь

$$Z_r = \int_0^{\infty} f_r(r_r) r_r^6 dr_r, \quad Z_i = \int_0^{\infty} f_i(r_i) r_i^6 dr_i,$$

$f_r(r_r)$, $f_i(r_i)$ – функции распределения дождевых капель и ледяных частиц соответственно по размерам [22], μ – коэффициент, учитывающий отклонение рассеяния от релеевского, P_i – излучаемая мощность в импульсе РЛС, Вт, h – протяженность зондирующего импульса, P_{\min} – пороговая чувствительность РЛС, Вт, Θ_1, Θ_2 – ширина диаграммы направленности антенны, K – коэффициент ослабления волн на трассе и в волноводном тракте, K_3 – коэффициент ослабления зондирующего импульса взвешенными частицами. Уравнение (3) было использовано для расчета R_{\max} облаков, моделировавшихся в ходе численных экспериментов (см. раздел 2). Считалось, что наблюдения ведутся с помощью радиолокатора МРЛ-5 [8]. В табл. 2 приведены максимальные значения Z_r и Z_i , в разные моменты времени для случаев А и Б при разных значениях перегрева, а также соответствующие им значения максимальной дальности обнаружения. Характерно, что Z_r и Z_i , а соответственно и значения R_{\max} существенно зависят от стадии жизни облака и величины перегрева.

Табл. 2.

Значения максимальной дальности обнаружения КОЭС в зависимости от перегрева ΔT

$\Delta T, ^\circ\text{C}$	$t, \text{мин}$	$Z_R, \text{дБз}$	$R_R, \text{км}$	$Z_I, \text{дБз}$	$R_I, \text{км}$	$Z_S, \text{дБз}$	$R_{\text{max}}, \text{км}$
Случай А							
1	3	0,0	–	0,0	–	0,0	–
	9	8,3	20	0,0	–	8,3	25
	15	33,5	210	0,0	–	33,5	210
	30	53,3	300	0,0	–	53,3	300
10	3	0,0	–	0,0	–	0,0	–
	9	24,5	120	0,0	–	24,5	120
	18	52,9	300	69,4	300	122,3	300
	30	51,6	300	77,2	300	128,8	300
25	6	7,0	23	0,0	–	7,0	23
	9	31,0	200	0,0	–	31,0	200
	12	45,1	300	50,4	300	95,6	300
	15	46,0	300	71,8	300	137,8	300
50	6	13,1	55	0,0	–	13,1	55
	9	34,8	210	29,8	170	64,6	300
	12	37,5	240	65,1	300	102,6	300
	30	37,8	240	67,8	300	105,6	300
Случай Б							
1	Облако не развивалось						
10	12	0,8	5	0,0	–	0,8	5
	15	12,3	50	0,0	–	12,3	10
	18	15,7	70	0,0	–	15,7	70
	24	16,5	75	0,0	–	16,5	75
25	9	10,6	52	0,0	–	10,6	52
	12	26,9	110	0,0	–	26,9	110
	15	35,4	180	0,0	–	35,4	180
	21	41,3	290	0,0	–	41,3	290
50	3	0,0	–	0,0	–	0,0	–
	9	22,9	100	0,0	–	22,9	100
	12	29,8	200	53,8	300	83,6	300
	15	29,8	200	62,8	300	92,6	300

Заключение

Результаты численных расчетов позволяют сделать следующие выводы.

1. При определенных метеорологических условиях во время аварийных ситуаций на АЭС определяющий вклад в ЭПР радиоактивных атмосферных образований вносят продукты конденсации водяного пара (капли и ледяные частицы). Эти образования носят название облаков экстремальных ситуаций (КОЭС). Существенную роль в процессе их развития играет температурная стратификация атмосферы и содержание в атмосфере водяного пара. КОЭС могут возникать и развиваться при таких параметрах атмосферы, при которых не происходит образование естественных облаков.

2. КОЭС отличаются от естественных КО высокими значениями скорости восходящего потока и высоты нижней границы облака и отсутствием осадков вблизи подстилающей поверхности вследствие их испарения за счет перегрева. Начиная с некоторого значения ΔT , максимальные значения водности осадков и суммарной водности в облаке начинают убывать с ростом перегрева, что не наблюдается в естественных КО [23].

3. КОЭС могут обнаруживаться при помощи МРЛ-5 до расстояний порядка 20-25 км уже на самой ранней стадии их развития. Радиолокационная отражаемость, а следовательно, и максимальная дальность обнаружения таких облаков существенно зависит от стадии их жизни. На начальной стадии жизни облака дальность обнаружения наименьшая (порядка 20-25 км). В стадии максимального развития R_{\max} может составлять до 200 – 300 км.

4. Используя развитый подход, можно осуществить оценку дальности обнаружения КОЭС для широкого диапазона условий в атмосфере и разработать схему

дистанционного контроля над экологически опасными объектами с помощью МРЛ.

Статья подготовлена в Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 96-15-98275).

Литература

1. Лосев К.С., Горшков В.Г., Кондратьев К.Я., Котляков В.М., Залиханов М.И., Данилов-Данильян В.И., Гаврилов И.Т., Голубев Г.Н., Ревякин В.С., Гракович В.Ф. Проблемы экологии России. М.: Наука, 1993. 348 с.
2. Справочник по природным опасным явлениям на территории республик, краев и областей Российской Федерации / Ред. К.Ш. Хайруллин. 2-е издание. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. 580 с.
3. Довгальюк Ю.А., Ивлев Л.С. Физика водных и других атмосферных аэрозолей. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1997. 430 с.
4. Владимиров А.М., Ляхов Ю.М., Матвеев Л.Т., Орлов В.Т. Охрана окружающей среды. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 422 с.
5. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1975. Гл. 5. С. 137-162.
6. Баранов В.Г., Довгальюк Ю.А., Станкова Е.Н. Полуторамерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него // Тр. I Всесоюзного симпозиума по математическому моделированию атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака. Долгопрудный, 20-24 мая 1984. М.: Гидрометеиздат, 1988. С. 34 – 42.

7. Баранов В.Г., Довгалюк Ю.А., Станкова Е.Н., Степаненко В.Д. Исследование влияния больших перегревов подстилающей поверхности на эволюцию конвективного облака и его радиолокационную отражаемость. Радиолокационная метеорология // Материалы методического центра радиолокационной метеорологии социалистических стран. Л.: Гидрометеиздат, 1984. С. 41-49.
8. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1973, 343 с.
9. Применение радиолокационных данных, аэрологической и метеорологической информации для оценки аэрозольного радиоактивного загрязнения при аварийных ситуациях на АЭС (на примере Чернобыльской АЭС) / Под общей ред. Степаненко В.Д. СПб.: Изд-во ГГО, 1997.
10. Колесниченко С.П., Веремьев В.И., Ральников В.И. Алгоритм расчета радиолокационных характеристик выбросов атомных электростанций в атмосферу // Информационно-аналитический журнал "Конверсия". 1996. №6.
11. Диденко А.Н. и др. Использование импульсных радиолокаторов СВЧ-диапазона для контроля радиоактивных выбросов в атмосферу // Атомная энергия. 1996. Т. 80. В. 1. С. 47 – 56.
12. Боярчук К.А., Кононов Е.Н., Ляхов Г.А. Радиолокационное обнаружение областей локальной ионизации в приземных слоях атмосферы // Письма в Журн. Техн. Физики. 1993. Т. 19. Вып. 16. С. 67-72.
13. Шифрин К.С. Рассеяние света в мутной среде. М.: Гостехиздат, 1951, 232 с.
14. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1967, 176 с.
15. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967. 188с.

16. Machta L. Entrainment and the maximum height of an atomic cloud // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1950. V. 31. №6. P. 215-216.
17. Андрущенко В.А. Образование кольцевого вихря при подъеме нагретой массы воздуха в стратифицированной атмосфере // Изв. АН СССР. Мех. Жидк. Газа. 1978. № 2. С. 186-189.
18. Махвиладзе Г.М., Якуш СЕ. Перенос дисперсной примеси в атмосфере всплывающим термиком // Изв. АН СССР. Мех. Жидк. Газа. 1990. № 1. С. 123 – 130.
19. Bradley MM. Numerical simulation of nucleation scavenging within smoke plume above large fires // International Conference on Energy Transformation and Interaction with Small and Mesoscale Atmospheric Process. Lausanne, Switzerland, 2-6 March, 1987.
20. Cotton W.R. A simulation of cumulonimbus responses to large fire storm implication to a nuclear winter / Proc. 9th International Conference on Cloud Physics, Valgus. Tallinn, 1984. V. 4. P. 927-932.
21. Giorgi F. Two-Dimensional simulations of possible mesoscale effects of nuclear fires // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. №D1. P. 1127-1165.
22. Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 231 с.
23. Баранов ВТ., Веремей Н.Е., Власенко С.С., Довгалюк Ю.А. Численное моделирование активных воздействий на конвективные облака с целью предотвращения гроз // Облака и радиация. Сб. трудов Главн. геофиз. обсерватории. СПб, 1996. 50 с. – Деп. в ИЦ ВНИИГМИ - МЦД 17 января 1997 г., №П97-ГМ97.

Ю. П. Сумин

ОБ ОПЫТАХ ПО ТУШЕНИЮ (ЛОКАЛИЗАЦИИ) ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ ПУТЕМ ИСКУССТВЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОБЛАКА

1. Некоторые сведения о лесных пожарах и методах борьбы с ними

Леса, занимающие около 1/3 территории нашей страны, являются национальным богатством и служат сырьевой базой для ряда отраслей народного хозяйства; экспорт древесины составляет значительную долю во внешнеторговом обороте страны. Поэтому лесные пожары, возникающие в разных районах СССР в летний период года, наносят большой ущерб народному хозяйству.

Ущерб от лесных пожаров велик не только из-за уничтожения ценных насаждений, но и вследствие снижения прироста, замедления лесовозобновления и т. д. Так называемый косвенный ущерб от пожара трудно поддается учету, однако отдельные попытки произвести такие оценки делались неоднократно. Так, в вышедшей в 1958 г. работе лесного ведомства США «Лесные ресурсы США и будущая потребность в лесе» показано, что косвенный ущерб от лесных пожаров в 1952 г. превышал прямой почти в 6 раз. На выгоревшей площади вырастают малоценные породы деревьев, создаются условия, способствующие размножению вредных лесных насекомых. Для полного восстановления продуктивного леса необходимо по ориентировочным данным около 80 – 100 лет.

О масштабах ущерба, наносимого лесными пожарами, можно судить на основании таких данных. В Канаде [3] летом 1961 г. выгорело свыше 3 млн. га лесов; убыток оценен в 200

млн. долларов. В США [5] в 1963 г. выгоревшая площадь на охраняемой территории лесов составила около 1,4 млн. га; ущерб оценен в 48 млн. долларов. Аналогичная картина наблюдается и в других странах, имеющих значительные лесные площади.

В зависимости от погодных условий количество и размеры лесных пожаров изменяются из года в год, однако среднее их число, несмотря на принимаемые меры, до сих пор остается большим. Пожароопасный период приходится на теплое время года - первые-пожары на территории СССР возникают в апреле, наиболее поздние- в октябре. Случаи возгорания леса в другие месяцы очень, редки и в основном являются следствием грубого нарушения правил пожарной безопасности в лесу. Наиболее продолжительный, пожароопасный период приходится на леса, расположенные в южных районах, характеризующихся ранней весной и поздней осенью. О широтном ходе продолжительности пожароопасного периода, а следовательно и числа лесных пожаров, возникающих в течение года, можно судить по данным для Тюменской области (табл. 1), на долю которой приходится около 18% лесного фонда СССР [6].

Естественно, что более освоенные южные районы области лучше обслуживаются лесопатрулированием и за счет этого число обнаруженных пожаров, по-видимому, увеличено по сравнению с северными районами. Кроме этого, поскольку на долю пожаров, возникших за счет неосторожного обращения с огнем в лесах Тюменской области, приходится около 45%, большая плотность населения на юге области также отразилась на среднем числе пожаров. Однако даже с учетом этих замечаний приведенная таблица, на наш взгляд, вполне определенно указывает на существование широтного хода некоторых показателей пожаров, и это вполне естественно, поскольку упомянутые средние показатели вытекают из климатических различий данных районов.

Табл. 1

**Сведения о пожарах в некоторых лесхозах (ЛХ)
и леспромхозах (ЛПХ) Тюменской области по данным за
период 1951-1960 гг.**

Лесхозы и леспромхозы	Широта, град.	Площадь леса, тыс. га	Продолжит, пожароопасного периода	Среднее число пожаров	
				на всю площадь	на 100 тыс. га
Тюменский и Ялуторовский ЛХ	57	488	15.IV – 15.X	1635	335
Кондинский ЛПХ	60	5415	V – IX	374	7
Березовский ЛХ	63	1319 0	15.V – IX	310	2

Для своевременного обнаружения лесных пожаров у нас и за рубежом создана сеть баз авиационной охраны лесов. Лесопатрульные самолеты производят полеты в пожароопасный период по специальным маршрутам, позволяющим осуществлять наблюдения за всей охраняемой территорией. Борьба с лесными пожарами ведется при помощи как наземных средств, так и авиации. Имеется разветвленная сеть пожарных лесных станций, оборудованных, помимо пожарного инвентаря, специальной противопожарной техникой, включая автомобили, тракторы и бульдозеры. Широкое распространение в борьбе с пожарами получила и авиация. Не говоря уже о применении самолетов для высадки пожарных десантов, необходимо отметить большое число

экспериментов по доставке воды и специальных химикатов с последующим сбросом их на пожары. В настоящее время почти во всех Канадских провинциях и во многих штатах США [5] при борьбе с пожарами используются десятки переоборудованных самолетов, в частности гидропланов (с емкостью баков до 26 тыс. л). В СССР, кроме этого, при борьбе с пожарами широкое распространение получила вертолетная техника.

Борьба с пожарами ведется всеми доступными средствами, однако бездорожье и удаленность от населенных пунктов большей части лесных массивов затрудняют, а порой делают невозможной борьбу с пожарами. Особенно большой ущерб лесному хозяйству наносят крупные пожары. Практика показала, что при площади пожара свыше 200 га даже привлечение большого числа людей и техники не дает должного эффекта. Такие пожары действуют длительное время, принимая характер стихийных бедствий, и тушатся в основном естественными осадками. Хотя число таких пожаров, как правило, невелико, именно они определяют основную величину наносимого ущерба, поскольку существуют длительное время, иногда вплоть до начала выпадения осенних осадков. Так, на долю крупных пожаров в районах Севера, Урала, Сибири и Дальнего Востока приходится около 3/4 выгоревшей площади.

Отсутствие достаточно эффективных средств тушения лесных пожаров (в особенности крупных), хотя бы частично сопоставимых по результату воздействия с естественными осадками, натолкнуло исследователей на мысль использовать для этих целей метод вызывания искусственных осадков из конвективных облаков, разработке которого за последние 15 – 20 лет в СССР и за рубежом уделялось серьезное внимание. Действительно, авиационная транспортировка воды к лесным пожарам очень дорога, да и во многих случаях не эффективна ввиду ограниченности грузоподъемности самолетов, в то время как в некоторых случаях над пожарами проходят

мощные кучевые облака, содержащие сотни тысяч тонн воды, но не дающие естественных осадков.

2. Некоторые данные об искусственном вызывании осадков из конвективных облаков

Вопросу искусственного осадкообразования в случае воздействий на облака мощной конвекции посвящено сравнительно большое количество научной литературы. Это объясняется значительным количеством экспериментов, в подавляющем большинстве эпизодических, основной целью которых являлось установление возможности вызывания искусственных осадков из облаков кучевых форм. Отсутствие измерений и наблюдений за многими важными факторами, влияющими на результат воздействия, случайный и незначительный по объему характер экспериментов обусловили трудности оценки эффективности искусственного вызывания осадков. Поэтому не случайно Мейсон [2] в разделе своей монографии, посвященном воздействиям на конвективные облака, ограничивается перечислением проведенных до середины 50-х годов опытов, не делая попытки обобщить полученные к этому времени результаты в целом по проблеме.

Единственной известной нам работой, целиком посвященной интересующей нас проблеме, является монография Г. Ф. Прихотько [4]. Изложив в сжатой форме достижения исследований, выполненных до 1966 г., Прихотько основное внимание уделил анализу экспериментов, проведенных на специально оборудованном в украинской степи метеорологическом полигоне. Наличие плотной осадкомерной сети, хорошее техническое оснащение, последовательное проведение опытов в течение ряда лет позволили автору получить, ценный в научном отношении материал. Вместе с тем практическое и научное значение полученных Прихотько выводов несколько ограничивается

применением только одного реагента – твердой углекислоты. Как было показано в статье Т. Н. Громовой, В. Т. Леншина и Д. Д. Сталевич [1], конечный результат воздействия на мощное кучевое облако зависит от целого ряда факторов, в том числе и от типа применяемого реагента.

Таким образом, к настоящему времени благодаря значительному количеству выполненных экспериментов, а также наличию ряда работ, посвященных анализу результатов воздействий на конвективные облака, созданы предпосылки для практического применения метода искусственного осадкообразования. Основными трудностями в этой проблеме по-прежнему остаются корректная интерпретация результата воздействия, отделение искусственно стимулированных процессов от естественных. Не достаточно ясна еще количественная сторона воздействия и, в частности, не решен вопрос о влиянии воздействия на естественный процесс, так как до сих пор не выяснено, не уменьшает ли воздействие количество, осадков, которое выпало бы из данного облака при естественном протекании процесса? Вероятно, в зависимости от конкретной ситуации возможны оба случая, т. е. когда воздействие приводит к выпадению осадков из облака, не давшего бы их при естественном развитии, и когда воздействие приводит к выпадению из облака осадков в меньшем количестве, чем при естественном процессе. Очевидно, что для воздействий в зоне лесных пожаров последний вопрос автоматически отпадает, поскольку даже морозящий дождь, выпадающий на пожар, может иметь большее значение, чем обильный ливень за пределами зоны горения леса.

В проблеме воздействия на конвективные облака с целью получения осадков следует выделить две принципиально важные задачи, решив которые можно с большой степенью вероятности рассчитывать на тот или иной эффект. В первую очередь необходимо установить, может или не может данное облако дать осадки при воздействии на него

конкретными реагентами. Это зависит от целого ряда причин: от условий формирования и развития облака, от его индивидуальных морфологических и метеорологических характеристик. Экспериментальным путем устанавливается взаимосвязь между некоторыми из этих параметров и эффектом воздействия.

Так, Г. Ф. Прихотько [4] из всего многообразия определяющих факторов выделил два, по его мнению, основных, а именно: вертикальную мощность $Cu\ congesta$ (ΔH) и температуру на уровне засева (T_3) твердой углекислотой. Согласно этому критерию выделено четыре группы облаков, отличающихся различным сочетанием указанных двух параметров, для которых эффект воздействия с целью вызывания осадков может быть различным. К первой группе отнесены облака с $\Delta H > 2,3$ км и T_3 ниже -10° , из которых во всех случаях могут быть вызваны осадки. Ко второй группе относятся облака с $\Delta H > 2,2$ км и T_3 от -10 до -5° . В этом случае выпадение осадков из облака и их отсутствие у поверхности земли равновероятно. Облака III и IV групп, имеющие меньшую вертикальную мощность и более высокую температуру на верхней их границе, не дают существенных осадков. Сознавая ограниченность подобного критерия в оценке возможного эффекта воздействия, Прихотько отметил, что для более полного решения задачи необходимо привлечение других параметров.

Второй задачей, стоящей перед исследователем при воздействии, является правильный выбор основных параметров воздействия, а именно: времени (относительно стадии жизни облака) и места введения реагента, а также необходимой для достижения наибольшего эффекта дозировки. Такой подход к анализу результатов экспериментов был сделан в [1], он позволил получить данные об оптимальных условиях воздействия при заданных параметрах конвективных облаков. Эти результаты должны быть

положены в основу проведения экспериментов по искусственному осадкообразованию в летний период.

Следует отметить, что основная часть опытов по воздействиям на мощные кучевые облака проведена с использованием самолетов. Это позволило осуществить не только детальные наблюдения за облаком до и после воздействия, но и получить подробные сведения о стратификации атмосферы в зоне развития облаков, об эффекте воздействия и о других параметрах, необходимых при последующем анализе.

При проведении опытов по воздействиям на конвективные облака в зоне лесных пожаров могут представить интерес основные сведения об искусственных осадках, полученные Прихотько [4] на основании сравнительно небольшого числа данных. Осадки из мощных кучевых облаков начинают выпадать через 4 – 18 мин. после воздействия, в среднем через 9 – 10 мин. Аналогичные средние цифры приводятся и зарубежными исследователями. По интенсивности искусственные осадки преимущественно очень сильные и сильные. На долю умеренных, слабых и очень слабых осадков приходится менее половины (40%) проанализированных Прихотько случаев. Продолжительность выпадения осадков в 2/3 случаев приходится на интервал времени 20 – 80 мин. (чаще всего 20-40 мин.). В экспериментах УкрНИГМИ длина зоны осадков после воздействия имела значения от 2,5 до 22,1 км (чаще всего 6-10 км), а ширина составляла 0,9 – 12,2 км (чаще всего 2 – 6 км).

Согласно имеющимся экспериментальным данным, искусственные осадки как по интенсивности и количеству, так и по размерам зон вполне сопоставимы с естественными, что предопределило возможность практического применения нацеленных искусственных, осадков для борьбы с лесными пожарами.

3. Опыты по тушению лесных пожаров искусственными осадками

В течение 1968 – 1969 гг. Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова совместно с Ленинградским научно-исследовательским институтом лесного хозяйства производилась опытная проверка метода тушения лесных пожаров искусственными осадками.

Исследования проводились над территориями Сибири и Дальнего Востока в течение июня – июля на самолетах-зондировщиках и на специально оборудованном для воздействий на облака самолете-лаборатории ИЛ-14.

Сведения о пожарах поступали от трех оперативных отделений базы авиационной охраны лесов, над территорией которых проводились исследования. Обычно сообщались координаты и размеры очагов, которые были обнаружены накануне. Вылет производился в том случае, если ожидалось развитие конвективных облаков, в районе действия пожаров, или в этом направлении происходило перемещение фронтальных облачных гряд.

Перед вылетом на АМСГ определялось преобладающее направление и скорость переноса в слое развития конвекции. Для этого использовались данные пунктов радиоветрового зондирования, ближайших к району проведения работ. Поскольку сеть пунктов ветрового зондирования в таежных районах редка, сведения о преобладающем переносе приходилось получать с помощью карт барической топографии с учетом возможного изменения барического рельефа. Обычно использовались данные для поверхностей 850, 700 и 500 мб, но, как правило, средний перенос облаков ближе всего к данным изобарической поверхности 700 мб. Направление переноса и ориентировочная его скорость по возможности уточнялись в районе проведения работ по смещению теней от облаков, относительно земных

ориентиров, одним из которых служил дымовой шлейф от пожара.

Полет в район пожара обычно проходил на небольшой высоте. После обнаружения очага производился осмотр пожара с измерением его площади (или длины фронта огня), после чего осуществлялся набор высоты над этим районом. После достижения уровня льдообразующего действия применявшихся нами реагентов (изотермы -6 , -8°) набор высоты прекращался.

Естественно, что упоминавшиеся способы определения переноса конвективных облаков весьма приближенны, и наметить какую-либо точку воздействия не представлялось возможным, тем более, что вероятность наличия мощного кучевого облака именно в этом ограниченном районе может быть очень мала. Поэтому за дальний рубеж воздействия нами принималась зона 10-30-минутного переноса, определенного по значению барического градиента на уровне 700 мб. На этом удалении от центральной части очага (если он невелик по размерам) производились воздействия на все подходящие по размеру мощные кучевые облака, расположенные не только вдоль дуг BC и B_1C_1 , (рис. 1), соответствующих размеру пожара в направлении, перпендикулярном переносу на уровне 700 мб, но и вдоль отрезков AB , A_1B_1 , CD , C_1D_1 отстоящих на $15-20^\circ$ от направления переноса. Таким образом, наиболее перспективными для вызывания искусственных осадков на пожар являются облака, расположенные в части сектора, ограниченной дугами AD и A_1D_1 и прямыми AA_1 и DD_1 .

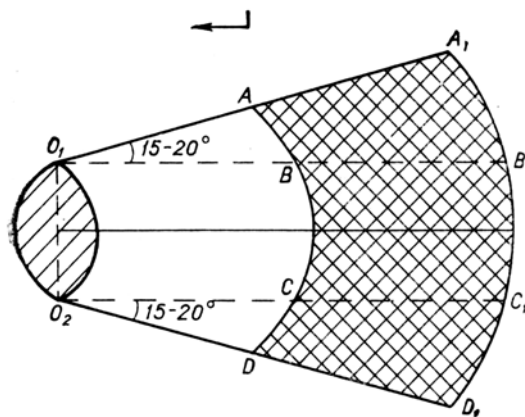


Рис. 1. Схема проведения воздействий в зоне лесного пожара.

Стрелка указывает направление переноса.

Однако воздействиям подвергались и облака, расположенные в другой части сектора (O_1ADO_2), в том числе и непосредственно над пожаром. Хотя трудно рассчитывать, что осадки из облаков, расположенных над этой территорией, выпадут на пожар, все же воздействия на них целесообразны, хотя бы из соображений возможности локализации очага с подветренной и боковых сторон.

По мере подхода облаков, пригодных для вызывания искусственных осадков, к передней части намеченного сектора воздействий производится введением в них реагента, что позволяет произвести неоднократное дождевание. Но перед этим необходимо убедиться в правильности намеченного для воздействия района, для чего после первой серии воздействий производится снижение неподалеку от одного из облаков и выполняется наблюдение за смещением зоны осадков. После корректировки местоположения района воздействия при наличии благоприятных условий опыты по вызыванию искусственных осадков на пожары продолжались. При осуществлении воздействий необходимо подробно

фиксировать все результаты визуальных наблюдений за состоянием облаков как в зоне проведения воздействий, так и над расположенными рядом районами. Опыты завершались визуальной оценкой эффекта воздействия осадков на пожар и составлением акта о результатах экспериментов.

Подробные сведения об условиях проведения опытов и основные результаты воздействий, выполненных под руководством инженера ГГО В. М. Сороковик и автора статьи, приведен в табл. 2. Отметим, что в большинстве опытов в качестве реагента использовался йодистый свинец в пиротехническом составе С-55. Введение реагента производилось путем выстреливания 26-мм пиропатрона (16,5 г PbJ_2) в боковую часть облака. В некоторых случаях в качестве реагента использовалась порошкообразная сернистая медь. При воздействиях, если имелась возможность, измерялся диаметр горизонтального сечения средней части облака, с помощью которого затем определялся ориентировочный объем облака по формуле

$$V = 0,25\pi D^2 \Delta H ,$$

где D – диаметр средней части облака, ΔH – вертикальная мощность облака.

Как видно из табл. 2, за два летних сезона было проведено 20 опытов. В результате воздействий потушены пожары на площади около 12 тыс. га, в девяти опытах удавалось добиться локализации пожаров. В шести опытах искусственные осадки выпали за пределами пожаров. Одной из основных причин непопадания искусственных осадков на пожар является отсутствие в намеченной для воздействий зоне достаточно развитых по вертикали *Cu cong*. В таких случаях воздействия велись на любые близ расположенные вершины мощных кучевых облаков с целью профилактического смачивания окружающих пожар районов. В некоторых опытах

непопадание искусственных осадков на пожар явилось следствием неточного определения параметров переноса, преимущественно его направления.

Из табл. 2 видно, что последние шесть опытов по воздействиям проводились в районе одного и того же крупного пожара площадью 18 тыс. га, причем в трех из них ливневые осадки выпали непосредственно на пожар, однако он продолжал действовать. Дело в том, что этот пожар был почвенным, а осадки наиболее эффективны при тушении верховых и низинных пожаров. В этих случаях действие осадков заметно сразу же после их выпадения на пожар. При почвенных же пожарах после выпадения осадков сохраняются отдельные очаги (например, под корневыми системами больших деревьев), которые служат источниками последующего возобновления пожара. По-видимому, при таком характере пожара необходимо сочетание как дождевания, так и наземных способов тушения (в особенности для заглубленных очагов). Следует отметить, что упомянутый пожар в районе пос. Зелеево Красноярского края, охвативший площадь 18 тыс. га, был полностью ликвидирован в конце июля, сразу же после завершения работ по воздействиям, но до начала выпадения обильных естественных осадков. В этом случае искусственные осадки не только предотвратили дальнейшее распространение пожара, но и послужили основой для окончательной его ликвидации с использованием наземных средств.

Результаты опытов по воздействиям на мощные кучевые облака с

№ опыта	Район проведения опытов	Дата	Характеристика облаков									Площадь пожара, га
			Нижняя граница		Высота изотермы 0°С, км	Верхняя граница		Вертикальная мощность, км	Мощность переохлажденной части, км	Средний горизонтальный диаметр, км	Объем, км³	
			H км	t°С		H км	t°С					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	Красноярский край, р. Каменка	25/VI 1968 г.	1,0	4,5	1,6	3,6	-13,5	2,6	2,0	4,6	43	250
2	Красноярский край, р. Каменка	6/VII	1,3	14,2	3,5	5,2	-11,0	3,9	1,7	2,6	8	10 000
						5,5	-12,0	4,2	2,0	2,0	5	
						5,9	-13,0	4,6	2,4	2,5	9	
3	Тюменская обл., 150 км юго-западнее Сургута	16/VII	1,7	13,5	4,0	5,7	-10,5	4,0	1,7			107
4	Красноярский край, 20 км севернее пос. Зелеево	18/VII	2,5	9,9	4,1	6,0	-10,4	3,5	1,9			(27) ^а
5	Красноярский край, 50 км севернее пос. Богучаны	19/VII	1,6	13,8	3,9	5,2	-8,0	3,6	1,3	3,0	10	360
						5,0	-7,2	3,4	1,1	2,2	5	
						5,6	-14,6	4,0	1,7	1,4	6	
						5,8	-17,0	4,2	1,9	1,0	3	
						6,0	-20,0	4,4	2,1	1,1	4	
						5,2	-8,0	3,6	1,3	0,7	2	

Таблица 2

целью вызывания осадков на зоны действия лесных пожаров

Параметры воздействия			Количество пиропатронов, штуки	Характеристика осадков							Продолжительность наблюдений за осадками, мин.	Результаты визуальных наблюдений
Время, час. мин.	Высота, км	Температура, град.		Начало выпадения, мин.	Размеры зон воздействия					Интенсивность осадков'		
					Δt, мин.	Длина, км	Ширина, км	Площадь, км ²				
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
18.03	2,6	-7,3	2	17	22	5,7	3,0	17,1	2	30	Осадки выпадали в течение 30 мин. и частично попали на зону горения, сократив её до 130 га.	
					27	3,3	2,0	6,6	3			
					30	3,7	2,0	7,4	1			
13.20	5,2	-11,0	1	10	30	6,6			3	50	Длительность интенсивных осадков, выпадающих на пожар, превышала 30 мин. Через 50 мин. зоны от трех облаков слились. Полет на следующий день показал, что очаг ликвидирован.	
13.26	5,2	-11,0	1		30	4,0						
13.34	5,0	-10,0	1		30	13,5						
13.54	5,2	-8,5	7 (200) ³	8	30	11,7	4,7	55	3	31	Воздействие на гряде мощных кучевых облаков в 40 км юго-юго-восточнее очага. Осадки выпали полосой, вытянутой с юго-востока на северо-запад и расположенной в 10 км юго-восточнее зоны пожара.	
16.18- 16.27	5,0	-6,0	5	17	40	5,5	4,2	23,1	1 → 3	50	Воздействие произведено на два многовершинных облака. На зону пожара выпали осадки из первого облака, вторая зона осадков прошла севернее. Обследование зоны пожара на следующий день показало, что фронт огня уменьшился в длину до 16 км.	
16.01	4,8	-7,5	2	12	70	2,2			1	46	Воздействие на гряде мощных кучевых многовершинных облаков. Зоны осадков от 5-го и 6-го облаков попали непосредственно на пожар и через 30 мин. он был полностью ликвидирован.	
16.07	4,8	-7,5	2		65	2,9			1			
16.35	5,0	-6,5	2		38	3,4			1			
16.43	4,9	-6,0	2		31	2,8			3			
16.47	4,9	-6,0	2		29	2,9			3			
16.54	4,9	-7,0	1		24	2,9			3			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
6	Тюменская область, 40 км восточнее Сургута	21/VII	1,2	15,9	3,0	5,7	-17,5	4,5	2,7			37
7	Тюменская область, 55 км восточнее Сургута	21/VII	1,2	15,9	3,0	5,3	-16,3	4,1	2,3			32
8	Красноярский край, 15 км севернее пос. Зелеево	22/VII	2,5	5,5	3,3	5,0 4,7 5,5 4,7 5,3 5,3	-9,0 -8,0 -12,0 -8,5 -10,8 -10,8	2,5 2,2 3,0 2,2 2,8 2,8	1,7 1,4 2,2 1,4 2,0 2,0	1,1 1,0 1,9 1,4 1,3 1,2	3 2 9 9 4 3	650
9	Красноярск, север- нее пос. Зелее- во	22/VII	2,0	10,8	3,3	4,6 5,2 5,5 5,0 6,0	-8,0 -10,3 -12,0 -9,0 -14,8	2,6 3,2 3,5 3,0 4,0	1,3 1,9 2,2 1,7 2,7	0,6 0,6 0,5 3,0 2,6	1 1 1 21 21	(22) ³ (6) ³
10	Иркутская область, 120 км западнее Братска	5/VII 1969 г.	0,8	9,0	2,2	4,0	-10,0	3,2	1,8			40
11	Красноярский край, р. Каменка	14/VII	3,5	-3,1	2,8	5,1	-12,5	1,6	1,6			800
12	Красноярский край, пос. Богучаны	15/VII	3,5	0,0	3,5	6,5 6,5 6,0 6,0 6,5	-20,0 -20,0 -16,0 -16,0 -20,0	3,0 3,0 2,5 2,5 3,0	3,0 3,0 2,5 2,5 3,0	8,7 6,2 3,3 3,9 9,3	180 150 19 54 340	

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
13.32- 13.47	4,7	-9,5	19	10					3		Размеры обширной зоны искусственных осадков (сместавшейся западнее пожара) из гряды мощных кучевых облаков не измерялись.
14.39	5,2	-15,6	1	11					1→ 3	31	Искусственные морозящие осадки западной части зоны выпали на пожар. Видимого воздействия на него они не оказали.
12.42	4,6	-8,0	1	15	62	2,0			3	90	Интенсивные осадки от первых четырех облаков (в виде двух слившихся зон) выпали на два пожара и погасили их. Искусственными осадками больший из пожаров был частично локализован, а меньший — потушен полностью. Наблюдения на следующий день показали, что протяженность фронта огня большего из очагов сократилась на 12 км (и на 1,5 км вглубь).
13.05	4,7	-7,9	1		40						
13.06	4,7	-8,0	1		40	6,4					
13.15	4,7	-8,5	(100) ²								
13.24	4,7	-8,0	2		20	9,0					
13.31	4,7	-8,0	2		20	9,0					
14.58	4,6	-8,0	(100) ²								
15.00	4,6	-8,0	1		69	31,7			3	95	
15.06	4,8	-8,6	1	10							
15.10	4,8	-8,6	1		62	11,3					
15.15	4,8	-8,8	2								
12.33- 13.09	3,3	-6,0	(1000) ²	21	50			52,0	1→ 3	92	Воздействиям было подвергнуто 10 облаков, из которых выпали осадки: наиболее интенсивные рядом с пожаром, умеренные — на пожар. Большой пожар был погашен, пять мелких очагов — ликвидированы. Зоны осадков слились и имели большую протяженность.
14.00	5,0	-12,0	6	24	40	11,3			1		Воздействия были произведены на гряды высококучевых облаков (шесть вершин). Осадки прошли восточнее пожара.
					50	13,3			2		
					60	13,0			2	45	
					68	8,3			2		
10.47	4,8	-8,0	1	13	28	8,6			2	33	В районе Богучан производилось воздействие на гряды мощных кучевых облаков с целью профилактического смачивания леса в пожароопасной зоне. Выпадали преимущественно умеренные осадки, однако протяженность зон и продолжительность дождя были значительными, но не измерялись.
12.38	4,8	-8,0	1	12	53	4,8			3		
13.30	4,8	-8,0	1	14	34	24,5					
13.36	4,8	-8,0	1						1	28	
13.38	4,8	-8,0	1								

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
13	Красноярский край, р. Тонауль	16/VII	3,2	0,5	3,3	6,0	-17,0	2,8	2,7	55	430	330
14	Красноярский край, пос. Прилуки	17/VII	1,6	13,2	3,5	5,5	-12,0	3,9	2,0			1250
15	Красноярский край, пос. Зелеево	18/VII	1,5	12,4	3,0	5,6	-16,9	4,1	2,6			
						4,9	-7,5	3,4	1,9	1,5	7	18 000
						4,9	-7,5	3,4	1,9	1,0	3	
						5,0	-8,0	3,5	2,0	2,2	13	
16	Красноярский край, пос. Зелеево	20/VII	0,9	15,4	3,5	5,8	-13,0	4,9	2,3	9,1	320	18 000
17	Красноярский край, пос. Зелеево	21/VII	1,2	16,0	3,3	5,2	-9,3	4,0	1,9	38х 2,5	380	18 000
18	Красноярский край, пос. Зелеево	21/VII	1,2	16,0	3,3	5,3	-10,0	4,1	2,0	33х 2,8	338	18 000
						5,1	-8,7	3,9	1,8	2,8	25	18 000
19	Красноярский край, пос. Зелеево	22/VII	1,8	16,0	4,0	6,0	-12,0	4,2	2,0	28,6	1925	18 000
20	Красноярский край, пос. Зелеево	22/VII	3,0	4,0	4,0	5,6	-8,5	2,6	1,0			18 000

¹ Характеристика интенсивности осадков (графа 23) дается в следующих

² Количество CuS, г.

³ Длина фронта огня, км.

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
14.11-14.37	5,0	-9,0	11	9	39 49 69	5,0 5,9 6,8	5,0	29,5	2	62	Искусственные осадки прошли в 10 км северо-восточнее кромки пожара. Они смешались к действующим пожарам (верховья рек Нижняя Теря и Кожима). Воздействия производились на две гряды, имевшие 6 и 5 куполов. В столбце 12 приведен объем облаков только для первой гряды.	
13.05-13.10	4,6	-6,5	3	17	20			>9,0	2→ 3	63	Ливневые осадки выпали на кромку пожара и потушили его. Полет в зону опытов на следующий день показал, что пожар продолжает действовать, но интенсивность его ослабла.	
14.55	4,9	-7,5	1	7	31	8,6	8,2	70,5			Первое воздействие производилось с ЛИ-2, последующие с ИЛ-14. Ликвидировано несколько небольших очагов. Основная зона осадков прошла над кромкой лесного пожара и погасила его.	
16.45	4,8	-7,0	(150) ²	20	20	8,6			3	63		
16.46	4,7	-5,8	(200) ²									
16.49	4,8	-7,2	5	11	11	6,7						
12.15	4,8	-9,0	2	15	40	5,8				3	122	Ливневые осадки выпадали на пожар в течение 50 мин. и погасили действующие очажки. Воздействие производилось на гряде облаков.
12.51-13.00	4,9	-7,0	6	16						3	30	Воздействие осуществлялось на гряде мощных купечевых облаков. Интенсивные осадки на пожар не попали (они выпали южнее).
13.05-13.12	4,9	-7,0	3									Воздействие производилось на гряде облаков и смежное изолированное облако. Слившаяся в одну зону слабых осадков попала на южную часть пожара. Действия осадков на пожар отмечено не было.
13.19	5,0	-6,5	1	10	16	3,5	2,5	8,8	1	50		
12.15	5,1	-6,0	6	15	40	44,0				3	160	Воздействия производились на шесть вершин большой гряды облаков, расположенной непосредственно над пожаром. Интенсивные осадки, охватывавшие огромную площадь, выпали прямо на пожар и потушили его.
16.30	5,2	-6,0	2	5	10	5,9 3,2				3	30	Воздействиям были подвергнуты два облака. Ливневые осадки выпали в 20 км севернее пожара.

обозначения: 1— слабые, 2— умеренные, 3— сильные и очень сильные.

Выводы

Так как данная статья посвящена малоизученной проблеме, работы по которой пока находятся на начальной стадии исследований, на основании изложенного можно сделать лишь предварительные выводы.

1. Первые опыты по тушению и локализации лесных пожаров искусственно вызванными осадками показали возможность применения этого метода для указанных целей.

2. Наиболее перспективно применение указанного метода для тушения крупных лесных пожаров, существующих длительное время, так как вероятность появления мощной кучевой облачности над этим районом хотя бы в течение одного или нескольких дней сравнительно велика.

3. Предлагаются основы временной методики по вызыванию нацеленных осадков из конвективных облаков.

4. Ввиду того что для вызывания искусственных осадков необходимо соблюдение ряда условий (в основном наличие достаточно развитых конвективных облаков в намеченной зоне воздействия), метод тушения и локализации лесных пожаров искусственными осадками не следует считать универсальным, заменяющим другие методы, используемые в службе охраны лесов.

5. Весьма важным и не решенным до сих пор вопросом является оценка эффективности искусственного воздействия на мощные кучевые облака с отделением искусственно стимулированных процессов от естественно протекающих. В этом вопросе очень важное значение приобретает оснащение самолетов-лабораторий радиолокационными станциями, которые (по времени появления радиоэхо в облаке и под его основанием после воздействия) способствовали бы установлению природы осадков из данного *Cu cong*. Кроме того, радиолокаторы способствовали бы ориентировке при полетах в условиях значительной облачности.

Литература

1. Громова Т. Н., Леншин В. Т., Сталевич Д. Д. О выборе реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
2. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Пер. с англ. Гидрометеиздат, Л., 1961.
3. Новобытов А. А. Использование авиации для борьбы с лесными пожарами. Лесное хозяйство, № 11, 1963.
4. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Гидрометеиздат, Л., 1968.
5. Тамаркин М. Л. Охрана лесов от пожаров в Северной Америке. Лесная промышленность, М., 1966.
6. Чистоткин М. К. Кладовая лесных богатств. Средне-Уральское книжное издательство, Свердловск, 1965.

В. Ф. Замиралова, Е. В. Оренбургская, Т. Л. Угланова

О ПОВТОРЯЕМОСТИ УСЛОВИЙ, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ ИСКУССТВЕННОГО ВЫЗЫВАНИЯ ОСАДКОВ В ПОЖАРООПАСНЫХ РАЙОНАХ ЯКУТИИ И КАМЧАТКИ

Для успешного проведения работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками необходимо знать повторяемость ресурсной облачности в этих районах. Как и в работах [2, 5], пригодными для вызывания осадков в летний период мы считали кучево-дождевые облака (Сb), которые в таблицах наземных метеорологических наблюдений (ТМ-1) кодируются цифрами 2 и 4.

В настоящей статье приведены результаты исследования пространственно-временного распределения числа дней с ресурсными облаками для Якутии и Камчатки. Помимо этого, для указанных территорий было вычислено число дней с высокой пожарной опасностью.

Сопоставление вероятностей одновременного наличия ресурсной облачности и пожарной опасности позволило выделить наиболее перспективные районы для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками.

Пространственно-временное распределение числа дней с кучево-дождевыми облаками

Для территории Якутии по методике, описанной в [2], было подсчитано среднее месячное число дней с Сb за пожароопасный сезон (V-IX) за период с 1966 по 1975 г. по 50 станциям. Число дней с облаками подсчитывалось только для светлого времени суток, так как в настоящее время воздействия на облака производятся только в дневное время.

На рис. 1 представлено распределение среднего месячного числа дней с Сб по Якутской АССР.

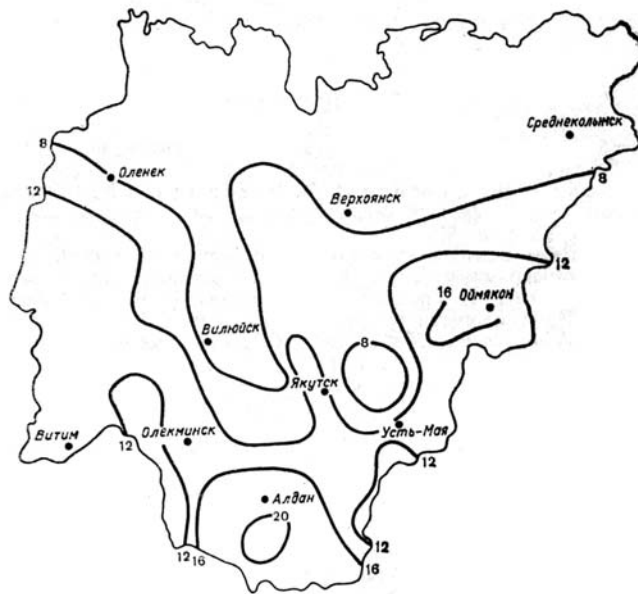


Рис. 1. Среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками за пожароопасный сезон (V-IX) на территории Якутии.

Как видно из рисунка, число дней с Сб на рассматриваемой территории изменяется в широких пределах от 5 до 21. Неравномерность распределения этой характеристики обусловлена циркуляционными процессами и воздействием подстилающей поверхности. Орография в значительной мере способствует видоизменению циркуляции воздушных масс. Системы хребтов Верхоянского, Черского, Момского, Станового и других, большое количество долин, котловин создают сложные циркуляции внутри горных систем,

приводят к образованию местной облачности. Большое влияние на характер режима облачности в северной части Якутии оказывают моря полярного бассейна. Наименьшее число дней с кучево-дождевыми облаками (от 6 до 8), как и следовало ожидать, наблюдается в северных районах республики, где близость холодных морей препятствует активному развитию конвекции. Кроме того, в летний период над морями и северными районами устанавливается область повышенного давления, которая также определяет низкую повторяемость Сб. Небольшая повторяемость кучево-дождевых облаков и на станциях, расположенных в заболоченных долинах рек Лены, Вилюя, Алдана. Так, число дней с Сб там не превышает 8.

На территории Якутии можно выделить два очага с довольно высоким числом дней с Сб – Алданское нагорье (до 21 дня) и Оймяконское плоскогорье (до 18 дней). Этот факт находит подтверждение в работе [7], где отмечено, что наибольшая повторяемость циклонов (более 20 дней в месяц) приходится на район Оймякона. Однако количество осадков в этом районе по многолетним данным Справочника по климату СССР [6] невелико.

Помимо распределения числа дней с Сб по территории, рассматривалось также распределение этих дней по месяцам пожароопасного сезона. Ввиду большой протяженности территории, сложной орографии максимальное число дней с Сб может наблюдаться в любой из месяцев пожароопасного сезона, за исключением сентября. Так, более 50 % станций имеют максимум Сб в июне. Это относится к северным, восточным и самым южным районам Якутии. Для станций, находящихся в долине реки Алдан, максимум Сб наступает в июле и августе. Наконец, раннее активное развитие конвекции в мае наблюдается в междуречье рек Вилюя и Лены.

В суточном ходе кучево-дождевые облака имеют максимум в интервале от 15 до 18 ч. Наряду со средними месячными значениями числа дней с Сб для территории

Якутии были вычислены отдельные параметры изменчивости этой характеристики, а именно: амплитуда A , среднее квадратическое отклонение σ и коэффициент вариации C_v из десятилетнего ряда наблюдений за весь пожароопасный сезон. Из полученных данных следует, что колебания в числе дней между отдельными годами могут достигать 15. Территория Якутии отличается большой изменчивостью рассматриваемой характеристики. Так, только для 1% станций A не превышает 5 дней. Среднее квадратическое отклонение изменяется от 1 до 6 дней за пожароопасный сезон. Для 50% станций $\sigma > 3$ дней. Наибольшей изменчивостью отличаются районы Алданского, Патомского нагорий и их отрогов. Для 70% станций коэффициент вариации больше 0,20. Особенно велик C_v в северных районах республики (0,40 – 0,50). По мере продвижения на юг наблюдается уменьшение величины C_v .

Распределение числа дней с пожарной опасностью III – V классов

Для 34 станций Якутии было подсчитано также число дней с пожарной опасностью III-V классов. Подсчет проводился по уточненной методике ГМЦ, изложенной в работе [1].

Число дней с пожарной опасностью изменяется по территории в среднем от 6 до 19, достигая в отдельные годы даже 24. Более 40% станций имеют пожарную опасность 15 дней и более в месяц. Для сравнения укажем, что в других районах Восточной Сибири и Дальнего Востока [3, 4] процент станций, имеющих горимость более 15 дней, не превышает 10. Наименьшей горимостью (до 8 дней в месяц) отличаются восточные склоны Верхоянского хребта, северные районы Олёкмо-Чарского плоскогорья и юго-западная часть Алданского нагорья. Высокая пожарная опасность (более 15 дней в месяц) характерна для станций, расположенных в

долинах рек Вилюя, Алдана, среднего течения р. Лены. Наибольшее число дней с пожарной опасностью III – V классов почти для всей территории (70%) наблюдается в июле.

Перспективность территории Якутии для проведения работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками

Перспективность оценивалась на основе комплексного показателя. Как было указано выше, этот показатель отражает, с одной стороны, вероятность наличия облаков, пригодных для вызывания осадков, с другой – вероятность пожарной опасности III – V классов. Вычисленные вероятности совместного появления этих событий в днях представлены на рис. 2. Из анализа этих данных следует, что число дней, благоприятных для проведения воздействий в зоне пожара, изменяется по территории от 2 до 10. Для 50% станций число таких дней равно 5. К наименее перспективным областям для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками можно отнести северную часть республики (приблизительно до 64° с. ш.) до отрогов Верхоянского хребта на востоке, где число благоприятных для этих целей дней не превышает 4. Наиболее пригодными районами для тушения лесных пожаров указанным методом можно считать северные отроги Алданского плоскогорья (до 7 дней в месяц).

Пространственно-временное распределение числа дней с кучево-дождевыми облаками на территории Камчатской области

Камчатская область расположена на крайнем востоке Советского Союза. Область вытянута с юго-запада на северо-восток и отличается большим разнообразием физико-географических условий. Рельеф области гористый. Почти в меридиональном направлении по полуострову протянулись

два хребта: Срединный и Восточный. Между ними находится заболоченная долина р. Камчатки. Низкий западный берег полуострова Камчатки омывается Охотским морем и вдоль него проходит теплое течение. Восточное побережье имеет сложное очертание и сильно расчленено. Вдоль всего восточного побережья проходит холодное Камчатское течение

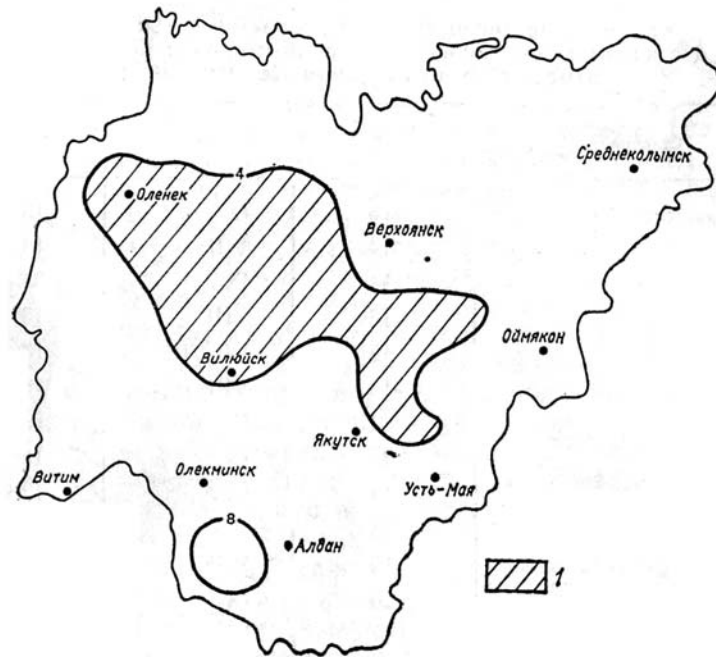


Рис. 2. Среднее месячное число дней n , благоприятное для воздействий на конвективные облака с целью тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками на территории Якутии.

Географическое положение Камчатки, активная циклопическая деятельность, близость больших водных

пространств, разнообразие физико-географических условий обуславливают неравномерное пространственно-временное распределение числа дней с кучево-дождевыми облаками.

Табл. 1

Среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками, месяц с наибольшим числом дней с Сб и срок с максимальным числом отметок Сб по станциям Камчатской области

Станция	N	Месяц	Срок
Топата-Олюторская	10	IX	15
Апача	14	VIII	18
Усть-Хайрюзово	14	IX	03, 18
Ганалы	16	VIII	18
Мильково	12	VI, VII	18
Усть-Камчатск	16	VIII	18
Лопатка	4	IX	9, 21
Эссо	13	IX	18
Чемурнаут	14	IX	12, 15
Каменское	13	VII	18
Петропавловск-Камчатский	12	VIII	18
Тигиль	20	IX	18
Сссора	17	IX	15, 18
Ича	11	IX	15
Долиновка	12	VIII	15
Верхне-Пенжино	8	VI	18

Для выяснения возможностей применения метода тушения лесных пожаров с помощью искусственно вызываемых осадков на территории Камчатки было подсчитано число дней с Сб по 16 станциям с 1966 по 1975 г. пожароопасного периода (табл. 1).

Из данных таблицы следует, что число дней с Сб изменяется в пределах от 4 до 20 и возрастает с севера и юга, достигая максимума в центральной части (16 – 20). Минимальное число дней с Сб (4) отмечено на самой южной оконечности полуострова. Однако, по данным [6], число пасмурных дней и количество осадков там самое большое. Вероятно, в эти районы в летний период приносится с моря в основном слоистая облачность. По мере продвижения на север число дней с Сб быстро возрастает до 12 – 14. В северной части полуострова минимальное число дней с Сб достигает 8 и постепенно увеличивается до 17. Для Камчатки не получено различий в числе дней с Сб между западным и восточным побережьями. Это может быть связано с различными физико-географическими условиями побережий. Так, усилению конвекции на низком заболоченном западном побережье способствует теплое течение, а на восточном - имеющиеся там возвышенности.

Внутри пожароопасного сезона максимальное число дней с Сб на большей части территории в отличие от континентальных районов наблюдается в конце сезона. К усилению конвекции в конце лета приводит прогрев окружающих морей, и поэтому около 60% станций имеют максимум Сб в сентябре. Для станций, находящихся в долине р. Камчатки и на юго-восточном побережье, наибольшее число дней с Сб отмечается в августе.

Помимо распределения числа дней внутри пожароопасного сезона, рассматривался также ход облаков в течение суток. Получено, что максимум кучево-дождевых облаков в зависимости от местоположения станции может наблюдаться практически в любое время суток. Для 50%

территории наибольшее число отметок S_b приходится на 18 ч. Это относится в основном к станциям, расположенным на континенте, в долине р. Камчатки, на юго-восточном побережье и на самом севере полуострова. Отдельные станции, находящиеся на юго-западном и северо-восточном побережьях, имеют максимум S_b в 15 ч. На южной оконечности полуострова наблюдается типично морской ход облаков, т. е. без четко выраженного максимума в течение суток.

Для решения ряда практических задач представляет интерес также знание некоторых характеристик изменчивости. Для Камчатской области из 10-летнего ряда наблюдений были вычислены: амплитуда A , среднее квадратическое отклонение σ и коэффициент вариации C_v . Рассматриваемая территория по всем параметрам отличается большой изменчивостью числа дней с S_b от года к году. Так, значение A лежит в пределах от 3 до 23. Для 60% территории среднее квадратическое отклонение составляет более 3 дней. В континентальных районах оно значительно меньше. Наибольшей изменчивостью на Камчатке отличаются долина р. Камчатки ($\sigma \geq 7$), северные районы ($\sigma \geq 5$), юго-западное побережье ($\sigma > 3$). Около 70% станций имеют коэффициент вариации больше 0,20.

Оценка возможности применения метода тушения лесных пожаров с помощью искусственно вызываемых осадков на территории Камчатской области

Из-за отсутствия данных о пожарах для Камчатки, так же как и для других районов, было подсчитано, число дней с пожарной опасностью III – V классов за 10 лет. Число дней с высокой пожарной опасностью изменяется от 0 до 12. Наименьшей горимостью (до 4 дней в месяц) отличается восточное побережье полуострова. Однако в отдельные годы там возможно наступление длительных пожароопасных периодов продолжительностью до 25 – 30 дней. Наиболее

часто условия для возгорания лесов наблюдаются в долине р. Камчатки (до 12 дней). В центральной части западного побережья (до 10 дней), в северо-западных районах (до 8 дней). Месяцем с максимальной горимостью почти для всей территории является июнь.

Из-за низких значений числа дней с горимостью на восточном побережье возможность тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками на этой территории также мала. Как видно из рис. 3, на котором представлено распределение числа дней, благоприятных для воздействий в зоне пожара, эта величина не превышает 4. Таким образом на восточном побережье работы по тушению лесных пожаров с помощью искусственных осадков можно проводить только эпизодически. На остальной территории возможность тушения лесных пожаров указанным способом составляет 5 – 7 дней в месяц.

Выводы

1. Наибольшее среднее месячное число дней с C_b (до 21) на территории Якутии наблюдается на Алданском нагорье и Оймяконском плоскогорье и в центральной части Камчатки (до 20).

2. Рассматриваемая территория отличается большой изменчивостью среднего месячного числа дней с C_b от года к году. Так, 50% якутских станций и 60% камчатских имеют $\sigma > 3$ дней, а $C_v > 0,20$ характерно для 70% станций.

3. Среднее месячное число дней с пожарной опасностью III – V классов изменяется по территории от 6 до 19 для Якутии и от 0 до 12 для Камчатки.

4. Наиболее пригодными для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками можно считать северные отроги Алданского нагорья (до 10 дней в месяц), западную часть полуострова Камчатки (до 7 дней), на остальной

территории число таких дней не превышает 5, а на восточном побережье Камчатки 4.

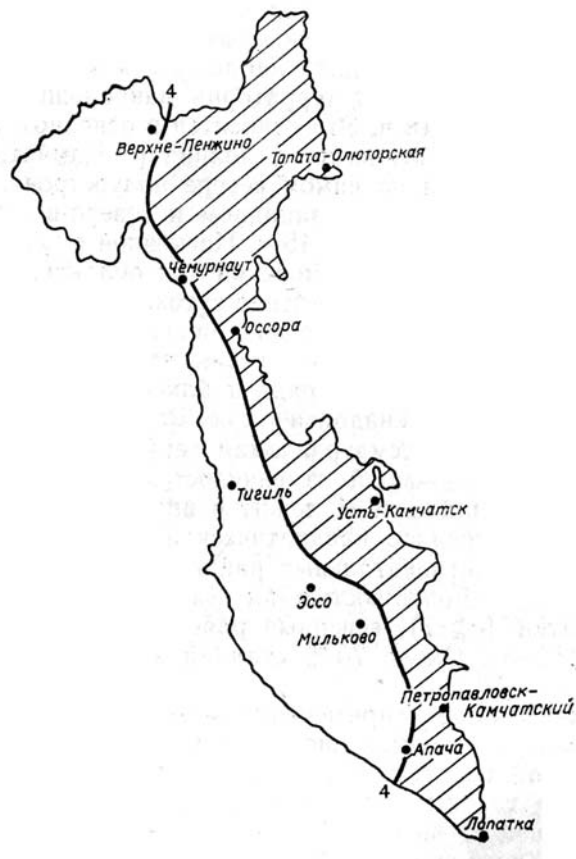


Рис. 3. Среднее месячное число дней n , благоприятное для воздействий на конвективные облака с целью тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками на территории Камчатской области.

Усл. обозначения см. рис. 2.

Литература

1. Гриценко М. В., Шабуня Т. А. К расчету показателя горимости леса. - В кн.: Методические указания Гидрометцентра СССР. М., 1967.
2. Оренбургская Е. В. К характеристике кучево-дождевых облаков в отдельных лесных районах Восточной Сибири. - Труды ГГО, 1975 вып 356 с. 81-91.
3. Оренбургская Е. В. К оценке условий, благоприятных для проведения воздействий в пожароопасных районах Приморского края – Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 122-127.
4. Оренбургская Е. В., Сумин Ю. П. К оценке повторяемости условий, благоприятных для тушения лесных пожаров искусственными осадками на территории Красноярского края.- Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 95-104.
5. Осипова Г. И. Особенности территориального и временного распределения облачных ресурсов для активных воздействий на северо-западе Европейской территории СССР.- Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 132-140.
6. Справочник по климату СССР. Ч. IV, V, вып. 24, 27. – Л.: Гидрометеиздат, 1968, 1969.
7. Щербакова Е. Я. Восточная Сибирь. Климат СССР.- Л.: Гидрометеиздат, 1961, вып. 5.-299 с.

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

РАСПРОСТРАНЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНОГО РЕАГЕНТА В КОНВЕКТИВНОМ ОБЛАКЕ ОТ ВЕРТИКАЛЬНО ОРИЕНТИРОВАННОГО ИСТОЧНИКА

Одним из видов технических средств, применяемых в настоящее время для введения льдообразующего реагента в облака при активных воздействиях на них, являются пиропатроны различных калибров. При непосредственном введении пиропатронов в переохлажденную область облака со специально оборудованных самолетов образуются трассы активного дыма. Характеристики пиропатронов разных калибров приведены в обзоре [3]. Длины трассы активного дыма в зависимости от типа пиропатронов достигают нескольких километров, а выход частиц реагента на метр трассы составляет $10^{11} \div 10^{12}$ частиц/м.

В данной статье изложены результаты расчетов изменения по времени пространственного распределения концентрации частиц реагента от источника, созданного в средней части конвективного облака различной мощности. Для определенности источник имел строго вертикальную ориентацию.

Расчет концентрации частиц реагента был выполнен в модельном представлении, что облако и околооблачное пространство выступают как среды, наделенные определенными параметрами переноса реагента, который считается легкой примесью. Этими параметрами являются: пространственно-временное (пульсационное) распределение скорости воздушного потока, коэффициенты турбулентной диффузии и коэффициент вымывания реагента облачной

средой. Последние два параметра постоянны по времени. Все перечисленные величины взяты из данных наблюдений, дополненных некоторыми общими теоретическими соображениями.

Таким образом, решается чисто диффузионная задача распространения частиц реагента без учета особенностей протекания облачных процессов. Краткое изложение принципов расчета как с точки зрения физической постановки диффузионной задачи, так и метода численного решения трехмерного нестационарного уравнения турбулентной диффузии дано в [2].

Вычисления проведены для облаков, мощность H которых равна 2500, 4000 и 5600 м, с высотой их нижнего основания приблизительно на уровне 1200 м. В соответствии с [3] в расчетах было принято, что длина трассы активного дыма – около 2000 м, а выход частиц Q_1 на метр трассы равен $0,2 \cdot 10^{12}$ частиц/м.

Заметим, что конфигурация изолиний заданного уровня концентрации частиц реагента очень слабо зависит от Q_1 (как квадратный корень из логарифма, например, [1]), поэтому изменение Q_1 даже на порядок не скажется заметно на найденных закономерностях.

Распространение реагента проходило в период одной 15-минутной пульсации вертикальной скорости $w(z, t)$

$$w(z, t) = w_{\max}(t) \frac{z}{\frac{2}{3}H}, \quad 0 \leq z \leq \frac{2}{3}H;$$

$$w(z, t) = w_{\max}(t) \left(1 - \frac{z - \frac{2}{3}H}{\frac{1}{3}H} \right), \quad \frac{2}{3}H \leq z \leq H, \quad (1)$$

где z – высота от основания облака, $w_{\max}(t)$ – наибольшая скорость в облаке, которая достигается на высоте $z = \frac{2}{3}H$,

$$w_{\max}(t) = w_{\max}^m \left[1 - \frac{(t - 7,5)^2}{7,5^2} \right]. \quad (2)$$

Значения w_{\max}^m были взяты 9, 17 и 25 м/с соответственно для мощности облака 2500, 4000 и 5600 м.

Средняя за 15 мин по высоте и времени скорость \bar{w} из выражений (1) и (2) равняется $\frac{1}{6} w_{\max}^m$.

Примеры расчетов в виде изменения во времени пространственного расположения изолиний концентрации частиц реагента q иллюстрируются на рис. 1 – 3.

На основании данных примеров и проведенных расчетов сделаем выводы о распространении реагента от вертикального источника, введенного в среднюю часть облака.

1. Распространение реагента в течение первых 5 мин с момента его введения создает в значительной части верхней области облака мощностью до 5600 м концентрации $q \geq 1 \text{ л}^{-1}$. С уменьшением мощности облака уровень q повышается до 10 л^{-1} для $H = 4000$ м и до 100 л^{-1} для $H = 2500$ м (рис. 1 – 3).

2. По мере развития вертикальной скорости область больших концентраций реагента смещается вверх и со временем начинает уменьшаться. Увеличение интенсивности турбулентного перемешивания препятствует этому уменьшению (рис. 1б, в). Если вертикальная скорость достаточно мала, то расширение областей с $q \geq 1 \text{ л}^{-1}$ и $q \geq 10 \text{ л}^{-1}$ продолжается в течение всей 15-минутной пульсации (рис. 1а).

3. Влияние поглощения реагента при $\lambda = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ на величину области с заданным уровнем концентрации q возрастает при увеличении самого значения q (рис. 2 и 3).

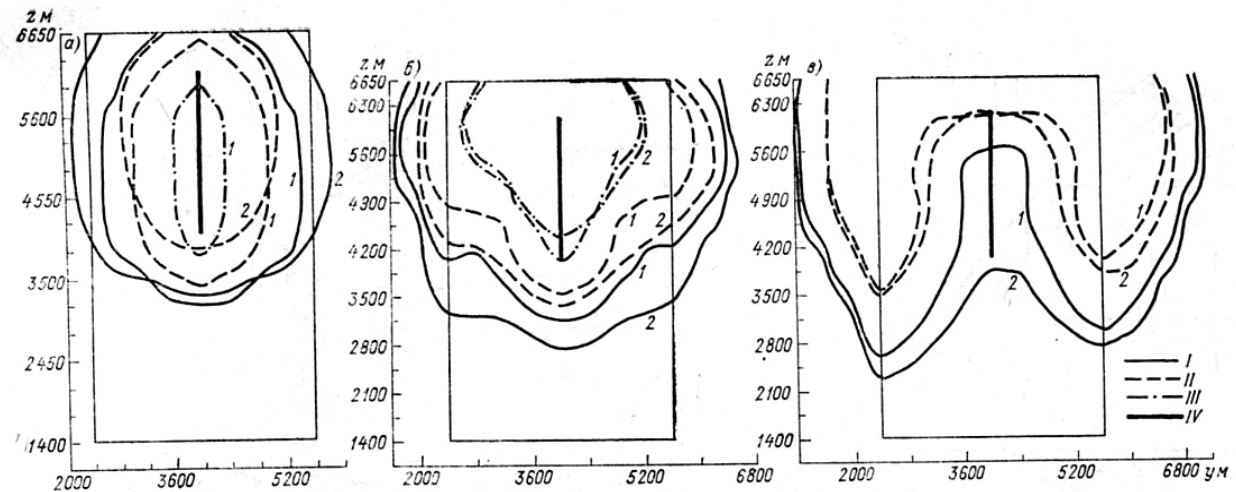


Рис. 1. Пространственно-временное расположение изолиний концентрации частиц реагента q в среднем сечении облака (плоскость Oyz) мощностью 5600 м при различных значениях средней вертикальной скорости \bar{w} и коэффициента турбулентной диффузии K_y .

I) $q = 1 \text{ л}^{-1}$; II) $q = 10 \text{ л}^{-1}$; III) $q = 100 \text{ л}^{-1}$; IV) источник в настоящий момент времени;

а) $\bar{w} = 0,67 \text{ м/с}$, $K_y = 200 \text{ м}^2/\text{с}$; 1 – 5 мин, 2 – 15 мин;

б) $\bar{w} = 4,1 \text{ м/с}$, 1 – $K_y = 200 \text{ м}^2/\text{с}$ для 5 мин; 2 – $K_y = 500 \text{ м}^2/\text{с}$ для 5 мин;

в) $\bar{w} = 4,1 \text{ м/с}$, 1 – $K_y = 200 \text{ м}^2/\text{с}$ для 15 мин; 2 – $K_y = 500 \text{ м}^2/\text{с}$ для 15 мин.

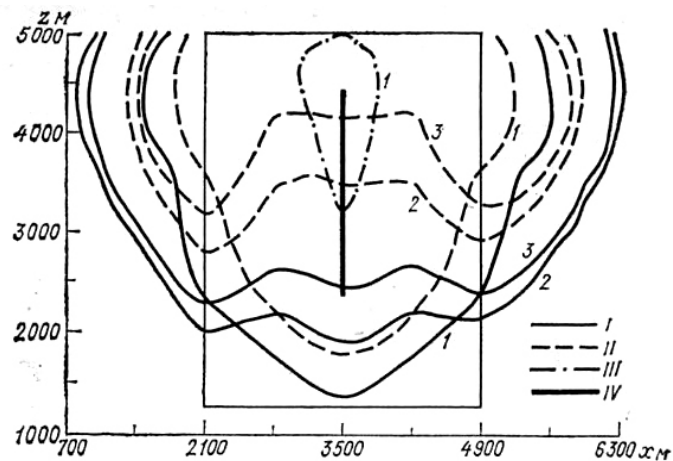


Рис. 2. Изменение по времени расположения изолиний концентрации частиц реагента q в среднем сечении облака (плоскость Oxz) мощностью 4000 м при средней скорости вертикального движения 2,8 м/с и $K_y = 250 \text{ м}^2/\text{с}$.

1) 5 мин, 2) 15 мин, 3) 15 мин с учетом поглощения реагента $\lambda = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$.

I – IV – см. рис. 1.

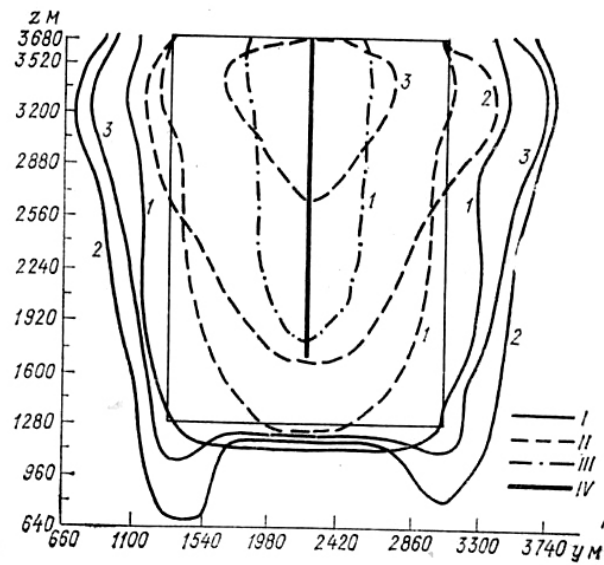


Рис. 3. Изменение по времени расположения изолинии концентрации частиц реагента q в среднем сечении облака (плоскость Ouz) мощностью 2500 м при средней скорости вертикального движения 1,5 м/с и $K_y = 175 \text{ м}^2/\text{с}$.

1) 5 мин, 2) 15 мин с учетом поглощения реагента $\lambda = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$.

I – IV – см. рис. 1.

Следовательно, рассмотренный источник уже через несколько минут способен создавать в значительной части даже наиболее мощного конвективного облака концентрацию частиц реагента, большую $1 \div 10 \text{ л}^{-1}$. Такая концентрация ледяных кристаллов считается, например [4], необходимой для инициирования осадков.

Для определения того, какое количество ледяных частиц образуется при заданной концентрации q в данных облачных условиях, требуется специальное исследование. Однако следует подчеркнуть, что реагент вводится непосредственно в область с температурой ниже пороговой температуры его активности, т. е. в свете известных механизмов гетерогенной нуклеации в условия наиболее благоприятные для проявления льдообразующей активности реагента.

Литература

1. Клинго В. В., Кудашкин Г. Д. К определению закономерностей распространения частиц льдообразующего реагента в облаках на основе диффузионной модели Сеттона. – Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 41 – 50.
2. Клинго В. В., Кудашкин Г. Д., Фанзуллин Б. Ш. К теоретическому обоснованию воздействия на конвективные облака путем введения льдообразующего аэрозольного реагента в подоблачный слой. - Труды ГГО, 1983, вып. 469, с. 37 – 41.
3. Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Льдообразующие аэрозоли для воздействия на облака. - Обзорная информация, вып. 5, Обнинск, 1979.
4. Dispersion of cloud seeding reagents. Weather Modification Programme. World Meteorological Organisation. Rep. N 14. Geneva, 1980. 29 p.

Ю.А. Довгалюк, Е.В. Оренбургская, А.М. Пирнач,
Л.В. Паламарчук, Ю.Ф. Пономарев, А. А. Синькевич,
В.Н. Стасенко, В.Д. Степаненко

**АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ РАБОТ
ПО ВОЗДЕЙСТВИЮ НА ОБЛАКА С ЦЕЛЬЮ
ПРЕДОТВРАЩЕНИЯ ОСАДКОВ
В Г. ЛЕНИНГРАДЕ
(НА ПРИМЕРЕ ОПЫТА 7 НОЯБРЯ 1988 Г.)**

Введение

В 1990-х годах в нашей стране велись интенсивные работы по разработке и практическому внедрению метода активных воздействий на облака с целью предотвращения или уменьшения количества выпадающих осадков в крупных промышленных центрах. Выполнение таких исследований обуславливалось двумя обстоятельствами: необходимостью создания комфортных условий для жителей городов при проведении общественных мероприятий и попытками уменьшения количества выпадающих твердых осадков для снижения затрат на их уборку. Следует подчеркнуть, что данная проблема актуальна и в настоящее время, тем более, что она имеет и такой важный аспект как предотвращение экологических катастроф в городах, связанных с сильными ливнями (например, Харьков, июль 1995 г., Петрозаводск, август 1995 г.). Подтверждением этому является тот факт, что, несмотря на экономический кризис, до сих пор проводятся отдельные эксперименты в праздничные дни.

Работы в этом направлении были начаты еще в 1970-х годах сотрудниками Института экспериментальной метеорологии, которые изучали возможность уменьшения количества твердых осадков, выпадающих в г. Москва [5, 7]

Позднее, в 1982 г., была создана экспериментальная производственная лаборатория при Главмосдорууправлении г. Москвы для проведения практических работ по уменьшению количества осадков. Эксперименты по предотвращению осадков в г. Москве выполнялись также сотрудниками ЦАО [3]. Важные работы по метеозащите в районе Чернобыля были проведены силами ряда институтов Госкомгидромста СССР (УкрНИИ, ЦАО и др.). Выполненные на строго научной основе эксперименты, когда в работах участвовало до 10 самолетов одновременно, доказали возможность практического использования данного метода. Примерами могут служить работы ЦАО в дни Олимпиады 1980 г. и 9 мая 1995 г. [2]. Вместе с тем, встречаются попытки получить желаемый результат очень дешевыми и научно необоснованными методами, которые дискредитируют данное направление. Примером такой деятельности являются результаты работы группы «специалистов», которые осуществляли воздействия на облака в дни проведения Игр Доброй Воли в Петербурге с самолета Ан-2. Теоретические оценки и опыт практических работ убедительно свидетельствуют о том, что положительного эффекта воздействий можно достичь, только используя одновременно несколько (не менее 3 – 4) современных достаточно хорошо оборудованных самолетов.

В 1990-х годах перед ГГО была поставлена задача оценить возможность уменьшения осадков в холодный период года в районе Ленинграда и разработать соответствующую методику по регулированию осадков в интересах городского и других отраслей народного хозяйства. В ходе ее решения был проведен ряд комплексных экспериментов, в которых принимали участие несколько самолетов, велись радиолокационные (МРЛ-5, МРЛ-2) и наземные наблюдения за облаками и осадками. Ниже приводятся результаты детального анализа эксперимента, проведенного 7 ноября 1988 г., когда целью работ было предотвращение (ослабление)

выпадения осадков в период праздничной демонстрации в г. Ленинграде.

1. Результаты натурного эксперимента

Погода в этот день определялась тыловой частью циклона и связанным с ним вторичным фронтом, прохождение которого сопровождалось выпадением осадков. В 7 ч (начало эксперимента) температура воздуха у земли была равна -2°C , влажность 87%, давление 995 гПа, скорость ветра 6 м/с с порывами до 17 м/с, направление ветра 250° , видимость 2,5 км. По прогнозу Гидрометцентра г. Ленинграда 7 ноября ожидалась облачная погода, мокрый снег, северный ветер 7 – 12 м/с.

В соответствии с прогнозом, а также данными наблюдений МРЛ-5, было принято решение начать воздействия в 8 ч 45 мин на удалении 40 – 50 км от Ленинграда в секторе $270\text{-}300^{\circ}$. В указанном районе в момент начала работ наблюдалась система облаков Ns-Cb. Нижняя граница облачности находилась на высоте 0,3 – 0,5 км, верхняя граница слоистообразных облаков – на высоте 2,1 км ($T_{\text{вг}} = -11^{\circ}\text{N}$); верхняя граница конвективных облаков достигала высоты 2,7 км ($T_{\text{вг}} = -13^{\circ}\text{N}$). Конвективные облака располагались тремя грядами, вытянутыми с запада на восток над Финским заливом, и медленно смещались в направлении города.

В эксперименте принимали участие три самолета: два Ан-30 для проведения воздействий и самолет-лаборатория Як-40, оборудованный комплексом аппаратуры для измерения характеристик облаков, в задачу которого, наряду с проведением воздействий, входило осуществление руководства работой других самолетов и контроль за результатами воздействий. Схема полетов самолетов представлена на рис. 1. Была выбрана следующая методика проведения воздействий: самолеты Ан-30 совершали проходы

перпендикулярно направлению ветра, засевая облака №. Длина линии засева составляла 40 км. Засев конвективных облаков проводился с самолета Як-40, который совершал проходы по направлению ветра. Такая схема полета при данной метеорологической ситуации была оптимальной, поскольку обеспечивала засев практически каждой вершины облака. Воздействия осуществлялись вблизи верхней границы облаков с помощью пиропатронов ПВ-26 с борта Як-40 и твердой углекислоты с борта Ан-30. В соответствии с данными теоретических оценок, расход CO_2 , был выбран равным 1 кг на каждый километр полета, в вершины конвективных облаков вводили 3-4 пиропатрона [4, 10]. Засев облаков проводился в течение 3 ч 45 мин (до 11 ч 30 мин).

Результаты измерений характеристик конвективных облаков до начала воздействий показали, что в 45% случаев на уровне полета самолета температура воздуха в облаке отличалась от температуры окружающей среды, из них в 70% случаев это отличие составляло $\pm 1^\circ\text{C}$. Средняя скорость вертикальных движений в облаках была положительной. Максимальная влажность равнялась $0,3 \text{ г/м}^3$. При полете в облаках самолет испытывал слабую болтанку, перегрузки в 90% случаев не превосходили $\pm 0,2g$. Приблизительно в 20% облаков отмечалось наличие слабых электрических полей. Конвективные облака, на которые проводились воздействия, имели смешанное строение и находились на разных стадиях развития, из некоторых облаков выпадали осадки в виде снега.

Для оценки результатов воздействия в ходе эксперимента с самолетов велись визуальные наблюдения за эволюцией облаков, которые показали, что после воздействия на конвективные облака наблюдалось оседание их вершин и образование зон кристаллизации. При воздействии на слоистообразные облака протяженность образовавшихся зон кристаллизации соответствовала протяженности линий засева. Постепенно полосы сливались в сплошную зону просвета,

сквозь которую отчетливо наблюдалась подстилающая поверхность.

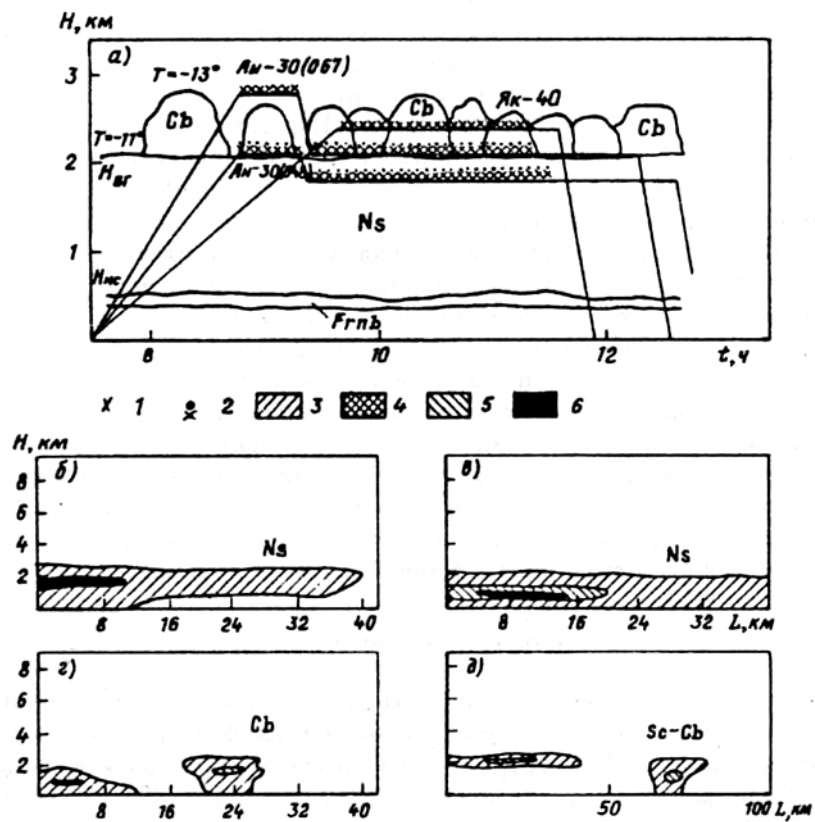


Рис. 1. Схема полета самолетов и воздействий (а) и вертикальный радиолокационный разрез облаков по азимуту 330° в 8 ч 50 мин (б); 9 ч 55 мин (в); 10 ч 55 мин (г) и 11 ч 45 мин (д).

Оперативный контроль за результатами воздействий проводился также с помощью МРЛ-5. В 7 ч 45 мин картина

радиоэха облачного поля в радиусе 100 км представляла собой сочетание A_s , A_s и кучевых облаков. Из облаков выпадал снег интенсивностью около 0,4 мм/ч. В начале наблюдений облака перемещались по направлению $280 - 290^\circ$ со скоростью 35-40 км/ч. В конце наблюдений ветер на средних высотах тропосферы изменил направление на $330 - 340^\circ$, его скорость увеличилась до 50 км/ч. Соответственно изменился и рекомендованный сектор для работы самолетов. Тенденция эволюции облачного поля в течение всего периода в рассматриваемом районе наблюдений выражалась в переходе преимущественно высокослоистой и кучевообразной облачности к слоистой и слоисто-дождевой, а также появлению очагов C_b , вкрапленных в эту облачность (рис, 1б). При этом высота верхней границы облаков (в радиусе до 50 км) с течением времени медленно уменьшалась. Так, в 7 ч 45 мин $H_{вг}$ составляла 3,5 – 4,0 км, в 8 ч 50 мин $H_{вг} = 2,5 - 3,0$ км, в 9 ч 55 мин $H_{вг} = 2,5$ км. В 12 ч высота верхней границы слоистообразных облаков в секторе $300 - 340^\circ$ на удалении до 40 км не превосходила 2 км, наблюдались также отдельные вершины C_b с верхней границей до 2,7 км.

За 15 минут до начала воздействий на удалении 40 – 45 км от города по азимуту 300° наблюдалась зона слабых осадков с интенсивностью 0,5 мм/ч. Эта зона была рекомендована для воздействий, так как она смещалась по направлению к городу. Самолеты приступили к работе, как было отмечено ранее, в 8 ч 45 мин в районе Зеленогорск – Петродворец. В 9 ч 55 мин в рабочем секторе наблюдалось увеличение интенсивности радиоэха осадков до 36 дБ, передний край которого (зона повышенной отражаемости) находился в непосредственной близости от города (5 км). Однако по азимуту 315° в зоне, где работали самолеты, наблюдалось дробление радиоэха. С определенной долей вероятности можно считать этот эффект результатом воздействий, тем более, что в 10 ч 55 мин в рабочем секторе отмечалось уменьшение отражаемости зон осадков до 12 дБ.

2. Результаты численного моделирования

Наряду с анализом данных инструментальных и визуальных наблюдений за эволюцией облаков до и после воздействия, с целью их интерпретации и оценки результатов воздействия было проведено моделирование развития облаков с использованием численных моделей, разработанных в УкрНИГМИ (стационарная полуэмпирическая модель фронтальной системы; двухмерная нестационарная модель с детализированной микрофизикой [8, 9] и ГГО (нестационарная полутримерная модель конвективного облака [1]). Остановимся на основных полученных результатах.

Вертикальная структура атмосферного фронта. По данным синоптических карт, 7 ноября 1988 г. в районе Ленинграда наблюдалось прохождение фронтальной системы, состоящей из фронта окклюзии и вторичного холодного фронта. Для построения вертикального разреза были использованы данные радиозондирования в п. Воейково за пять сроков 6 и 7 ноября. Методика построения полуэмпирических моделей атмосферных фронтов описана в [8].

Результаты расчета показали, что 7 ноября над Ленинградом с 9 ч до 13 ч проходил вторичный холодный фронт (рис. 2), который обусловил осадки интенсивностью до 0,3 мм/ч и восходящие крупномасштабные движения ($w = 2$ см/с). Влажность воздуха составляла 80 – 90%. Градиент температуры был равен 1°С на 100 м (на высоте 1 км). Скорость ветра в этой области составляла 6 – 7 м/с. Источником влаги, питавшим данную облачную систему, являлись более теплая, богатая влагой воздушная масса перед вторичным холодным фронтом, а также воздушная масса в 150 км за вторичным холодным фронтом и следующим за ним фронтом окклюзии. Подпитка паром облачной системы также могла идти от приземного слоя вследствие восходящих движений. Таким образом, фронтальная система имела

обширную область восходящих движений ($w > 0$), которой соответствовали положительные значения локальной скорости конденсации ($\varepsilon > 0$). Эта область охватывала центральную часть фронтальной системы, включающей фронт окклюзии и вторичный холодный фронт. Слева и справа от области с $\varepsilon > 0$ находились области с $\varepsilon < 0$ и $\Delta > 0$ (здесь Δ – пересыщение по отношению ко льду). Эти области при наличии в них облаков благоприятны для рассеяния, поскольку наличие способного сублимироваться водяного пара способствует образованию и росту дополнительных кристаллов, которые затем, поглощая способный к сублимации пар, выпадают в виде осадков. При отсутствии восходящих движений восстановление облачного слоя маловероятно.

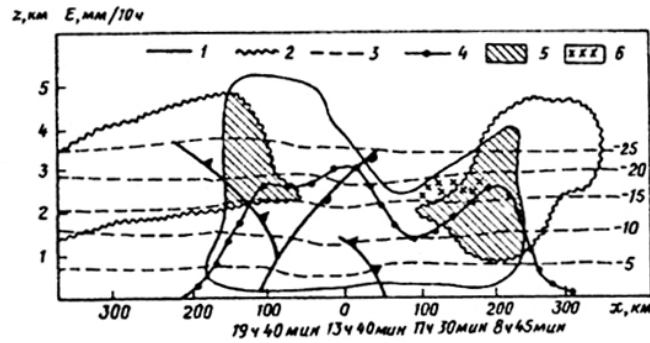


Рис. 2. Модельный вертикальный разрез фронтальной системы, проходившей над Ленинградом 7 ноября 1988 г.
 1 – изолинии локальной скорости конденсации $\varepsilon = 10^{-5}$ мм/ч;
 2 – изолинии пересыщения по отношению ко льду $\Delta = 0$ г/кг;
 3 – температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$); 4 – интегральная скорость конденсации E , мм/ч; 5 – области, пригодные к воздействию для увеличения осадков ($\varepsilon > 0$, $\Delta > 0$, $w > 0$); 6 – зона засева.

Результаты расчетов эволюции слоистообразных облаков. Система основных уравнений численной модели, в рамках которой были проведены расчеты, описана в [9]. При моделировании естественного развития облачности использовалась сетка с постоянным шагом по координатам $\Delta x = 50$ км, $\Delta z = 300$ м. При моделировании воздействия использовался метод вложенных сеток. В зоне засева шаг по x составлял 2 км. При численном моделировании имитировалась методика воздействия, примененная в натурном эксперименте. Воздействие моделировалось изменением концентрации кристаллов в заданном облачном слое на заданную величину N_3 . При проведении расчетов менялись значения N_3 , число линий засева, расстояние между линиями засева, момент начала засева, интенсивность механизмов льдообразования и др.

Расчеты эволюции облачности при естественном развитии показали, что в этот день над Ленинградом могли пройти три облачных полосы. Остановимся на характеристиках той полосы, которая могла пройти над Ленинградом в период демонстрации.

В первый час развития ширина этой полосы составляла 50 км. Нижняя граница облачности располагалась на высоте 0,5 км ($T = -5^\circ\text{C}$), верхняя граница на высоте 2,7 км ($T_{\text{вр}} = -20^\circ\text{C}$). Облачность имела две смешанных прослойки, из которых одна находилась на высоте 0,6 – 1,2 км, а вторая на высоте 2,1 – 2,7 км. Между ними располагался слой кристаллов с малой концентрацией (менее $0,1 \text{ л}^{-1}$). Водность облаков составляла $0,04 \text{ г/м}^3$, максимальная ледность ($0,01 \text{ г/м}^3$) наблюдалась на высоте 2,7 км, концентрация кристаллов равнялась $0,7 \text{ л}^{-1}$. На втором часе развития системы появились осадки интенсивностью $0,2 \text{ мм/ч}$, доходящие до земли. Облачность по-прежнему имела два слоя, но ее водность увеличилась до $0,06 \text{ г/м}^3$, ледность до $0,04 \text{ г/м}^3$, концентрация кристаллов составляла 30 л^{-1} и более. Расчеты показали, что при такой синоптической ситуации было

возможно образование очагов с повышенной концентрацией кристаллов до высоты 3,0 – 3,5 км (концентрация кристаллов $10 - 14 \text{ л}^{-1}$). Отмечалось увеличение верхней границы облачности до 3,0 – 3,5 км. Скорость вертикальных движений менялась слабо и равнялась 1 – 3 см/с. На третьем часе развития отмечено увеличение интенсивности осадков до 0,4 мм/ч. При этом водность уменьшилась до $0,02 \text{ г/м}^3$. В дальнейшем наблюдались колебания интенсивности осадков и остальных микрофизических характеристик облачности со временем. Так, на пятом часе развития осадки прекратились, а еще через час появились вновь, их интенсивность равнялась 0,2 мм/ч.

Таким образом, результаты численного моделирования слоистообразной облачности при естественном развитии показали, что 7 ноября 1988 г. в период прохождения праздничной демонстрации в Ленинграде следовало ожидать выпадение осадков в среднем с интенсивностью 0,4 мм/ч.

Проанализируем результаты численного моделирования воздействий. Рассмотрим сначала случай одной линии засева с нормой засева $N_3 = 100 \text{ л}^{-1}$. Если выход числа кристаллов при введении 1 г CO_2 , принять равным $N_3 = 10^{-11} \text{ л}^{-1}$, то при толщине засеваемого слоя порядка 1 км расход углекислоты составляет около 2 кг/км. Сравнение интенсивности осадков в случаях без воздействия и с воздействием показывает, что в обоих случаях с течением времени в зоне засева при положительном x (где x – расстояние от центральной точки наблюдения) вначале наблюдается увеличение интенсивности осадков, а затем уменьшение. При воздействии амплитуда колебаний больше, чем при естественном развитии облачности, и в ходе интенсивности осадков наблюдается сдвиг по времени, что ведет к образованию тени осадков. Для примера на рис. 3 приведены результаты расчета для центральной точки наблюдений ($x = 0$). На рисунке видно, что максимальное увеличение осадков при воздействии было получено через 40

мин после засева (первый основной максимум), первый минимум осадков наблюдается спустя 40 мин после выпадения максимального количества осадков. В дальнейшем амплитуда колебаний модифицированных осадков приближается к амплитуде колебаний естественных осадков, однако имеется заметный сдвиг колебаний интенсивности осадков по фазе ($\Delta J \approx 0,08$ мм/ч). Поэтому при проведении воздействий для уменьшения осадков над заданной территорией необходимо тщательно выбирать дистанцию воздействия для правильного выведения зоны с наименьшими осадками на цель. В целом же наблюдается увеличение количества выпадающих осадков вследствие значительного превышения прибавления осадков над их уменьшением.

Аналогичный расчет был проведен для случая $N_3 = 500$ л⁻¹. Оказалось, что увеличение нормы засева в 5 раз приводит к значительному увеличению прибавления осадков и не приводит к существенно большему ослаблению осадков по сравнению со случаем одной линии засева (минимум осадков наблюдается только спустя 3 ч после воздействия). Таким образом, увеличение нормы засева при проведении эксперимента не должно приводить к увеличению тени осадков, однако требует значительного времени упреждения воздействия (дистанции воздействия), что весьма существенно для Ленинграда, расположенного вблизи западной границы страны. Следует также подчеркнуть, что увеличение линий засева (4 линии) увеличивает время выпадения дополнительных осадков и тем самым отодвигает время появления тени осадков. Очевидно, что количественные характеристики этих эффектов зависят от района работ, свойств фронтальной облачной системы и относятся к облакам, пригодным для воздействия с целью увеличения осадков.

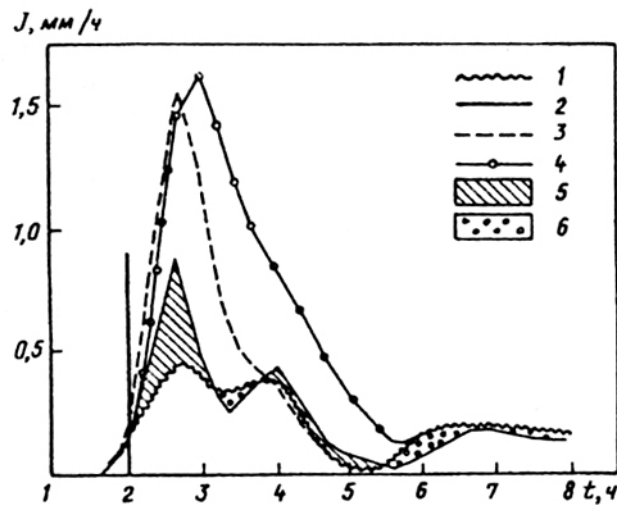


Рис. 3. Изменения со временем интенсивности осадков, рассчитанные по модели для центральной точки наблюдений ($x = 0, K_x = 50 \text{ м}^2/\text{с}$).

Вертикальной жирной линией отмечен момент засева; 1 – без засева; 2 – одна линия засева, $N_3 = 100 \text{ л}^{-1}$; 3 – одна линия засева, $N_3 = 500 \text{ л}^{-1}$; 4 – четыре линии засева, $N_3 = 500 \text{ л}^{-1}$; 5, 6 – зоны увеличения (5) и уменьшения (6) осадков при одной линии засева и $N_3 = 100 \text{ л}^{-1}$.

Нами была исследована также эволюция зоны кристаллизации для рассмотренных выше случаев: $N_3 = 100 \text{ л}^{-1}$ и $N_3 = 500 \text{ л}^{-1}$, число линий засева 1 и 4, $K_x = 50 \text{ м}^2/\text{с}$ и $K_x = 1000 \text{ м}^2/\text{с}$. Установлено, что во всех случаях с течением времени зона кристаллизации заметно расширялась. При $N_3 = 100 \text{ л}^{-1}$ и одной линии засева ее ширина была максимальной ($\Delta x = 4 \text{ км}$) на 40-й минуте, при

этом она достигала поверхности земли ($N_2 = 10 \text{ л}^{-1}$). Через 60 минут после засева концентрация N_2 уменьшилась до 5 л^{-1} (до засева $N_{\text{max}} = 3 \text{ л}^{-1}$). Отметим, что к моменту $t = 40$ мин, когда зона кристаллизации достигла земли, был получен максимум интенсивности осадков. Далее через 1 ч 20 мин в зоне кристаллизации у земли $N_2 = 3 \text{ л}^{-1}$, т. е. равна естественной, и в этот момент наблюдался минимум осадков.

Если N_3 увеличить в 5 раз ($N_3 = 500 \text{ л}^{-1}$), то, как показывают расчеты, при одной линии засева ширина зоны кристаллизации увеличивается примерно в 2 раза ($\Delta x = 8 \text{ км}$). Ширина ее была максимальной на 60-й минуте, осадки достигли земли на 40-й минуте после засева ($N_3 = 10 \text{ л}^{-1}$), но происходило более медленное опускания зоны кристаллизации, что увеличило период времени, в течение которого интенсивность осадков была минимальной. Исследование эволюции зоны кристаллизации при нескольких линиях засева (в нашем примере 4 линии) показывает еще большее расширение зоны кристаллизации, замедление скорости ее опускания и более позднее появление J_{min} , а следовательно, и тени осадков, если она вообще образуется.

Численное моделирование облачной конвекции. Как указывалось выше, моделирование воздействия на мощные кучевые облака, развивающиеся в районе работ, было осуществлено с использованием полуторамерной нестационарной модели, разработанной в ГГО, при условии совпадения (близости) высот верхних границ модельного и натурального облаков. Было проведено две серии численных экспериментов: при естественном цикле развития облака и при активных воздействиях. Расчеты показали, что в естественном цикле развития облако проходит две стадии: стадию роста и стадию зрелости. Высота нижней границы составила 600 м, верхней – 3,4 км. Максимум влажности облака наблюдался на 15-й минуте развития и был равен 1 г/кг. Слабые осадки в облаке появились лишь на 40-й минуте. Они достигли поверхности земли, но их интенсивность была мала

($J_{\max} = 0,02$ мм/ч). Отметим, что выпадающие осадки не оказывали диссипативного воздействия на восходящий поток, поэтому стационарное состояние облака наблюдалось в течение всего времени моделирования. Воздействие в модели производилось в соответствии с натурным экспериментом: реагент вводился в верхнюю часть облака (2,4 – 2,8 км) после того, как оно достигало максимальной мощности. Результатом воздействия явилось прекращение осадков из облака через 5 мин. При моделировании воздействия изменялись два параметра: время воздействия и доза реагента. Расчеты показали, что ни время ни доза реагента в данном случае не влияли на эффект воздействия.

Заключение

По данным визуальных наблюдений, выполненных над центральной частью города, в период демонстрации в западной части небосвода фиксировалась слоистообразная облачность с вкраплениями отдельных облаков кучевых форм. Над центральной частью города облачность была несплошной (постоянно регистрировались разрывы в облаках). В течение 10 мин (с 10 ч 27 мин до 10 ч 37 мин) в районе Дворцовой площади наблюдалось выпадение слабого снега, в остальное время осадки не выпадали. На рис. 4 приведено количество выпавших осадков в области и городе днем. Как видно на рисунке, количество осадков в городе равно 0,0 мм (что означает выпадение осадков в количественном отношении менее 0,1 мм), в то время как по области все станции, за исключением Ржевки, давали осадки больше 0,1 мм, а в районе проведения воздействий (станция Ломоносов) даже 2,8 мм. При этом следует подчеркнуть, что осадки в области выпадали в первую половину дня, т. е. в период воздействий. Эти данные, а также результаты анализа натуральных и численных экспериментов говорят о том, что с высокой степенью вероятности при засеве облаков 7 ноября 1988 г. было

достигнуто ослабление осадков над городом. Вместе с тем численные эксперименты убедительно показали существенную зависимость эффекта воздействия от свойств облачности и методики проведения засева (выбор момента (дистанции) воздействия, числа линий засева и др.). Поэтому при проведении практических работ важно определять потенциальные возможности данной облачной массы и соответствующую дистанцию воздействий. Подчеркнем, что при воздействии на фронтальные облака с целью регулирования осадков на области, способные давать дополнительные осадки, требуется выбор соответствующего расстояния от защищаемой территории, которое определяется высотой засева, мощностью засеваемого слоя, шириной обрабатываемой облачной полосы. При воздействии на области, пригодные к рассеянию, это делать не обязательно.

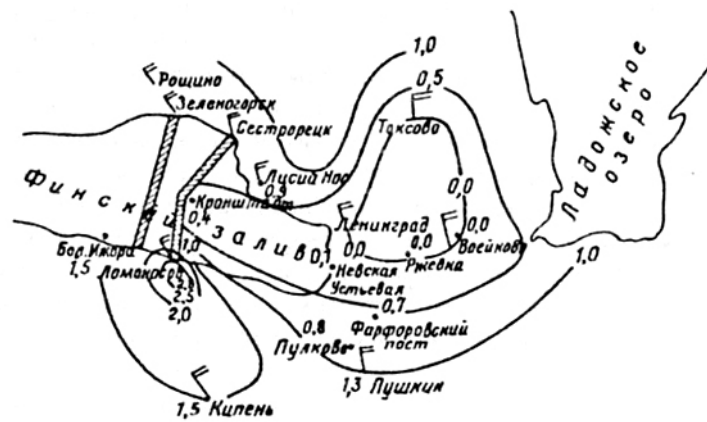


Рис. 4. Количество осадков (мм), выпавших в городе и области 7 ноября 1988 г.

Выполнение эксперимента финансировалось Ленгорисполкомом. Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ.

Литература

1. Баранов В. Г., Довгалюк Ю. А., Станкова Е.Н. – Полуторамерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него. Труды I Всесоюзного симпозиума «Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака». - Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД. 1988, с. 35 – 42.
2. Беляев В. П., Берюлев Г.П. и др. Опыт активного воздействия на облака над Москвой 9 мая 1995 г. - Метеорология и гидрология, 1996, № 5. с. 71 – 82.
3. Берюлев Г. П., Бурцев И. И. и др. Сравнение натурального и численного экспериментов по рассеянию слоистообразной облачности над Москвой 7 ноября 1986 г. - Метеорология и гидрология, 1988, № 12, с. 38 – 48.
4. Громова Т. Н. и др. Изучение льдообразующих свойств флороглюцина в полевых условиях. - Труды ГГО, 1986, вып. 497, с. 116 – 123.
5. Грыцькив И. В . и др. Опыт засева облаков в центральном районе европейской территории Советского Союза с целью перераспределения осадков. – Труды ИЭМ. 1968. выл. 3, с. 3 – 12.
6. Кутилин А. А. Расчет основных параметров схемы засей слоистых облаков / В сб.: Радиация и облака. - Деп. в ВНИИГМИ-МЦД, № 1181-гм96. 1996, с. 113 – 118.
7. Литвинов И. В. Перераспределение осадков при воздействии на облака хладореагентами. - Метеорология и гидрология, 1967, № 9.

8. Пирнач А. М. Численное моделирование развития облачной системы атмосферного фронта с учетом ее динамики и микроструктуры. - Труды УкрНИГМИ, 1984. вып. 203, с. 16 – 19.
9. Пирнач Л. М., Паламарчук А. В. Численное моделирование взаимосвязи динамических и микрофизических процессов во фронтальных облачных системах. Материалы Всесоюзного семинара - Киев, 1985. с. 56 – 62.
10. Половина И. П. Воздействия на внутримассовые облака слоистых форм. - Л., Гидрометеиздат, 1971, 215 с.

Т.В. Краус, А.А. Синькевич, Н.Е. Веремей,
Ю.А. Довгалюк, В.Д. Степаненко

**ИССЛЕДОВАНИЕ РАЗВИТИЯ
СВЕРХМОЩНОГО КУЧЕВО-ДОЖДЕВОГО
ОБЛАКА (ПРОВИНЦИЯ АНДХРА ПРАДЕШ,
ИНДИЯ, 28 СЕНТЯБРЯ 2004)**

1. Введение

Исследование мощных облаков вертикального развития является одной из важнейших задач физики облаков, кроме того, эти исследования важны и с практической точки зрения, т.к. позволяют совершенствовать методы воздействия. В литературе приводится достаточно много сведений о характеристиках кучево-дождевых облаков [5, 6, 8, 10, 11, 14, 17]. Кучево-дождевые облака с высоко расположенной вершиной часто являются градовыми в наших широтах, поэтому они, как правило, изучались в рамках борьбы с градом, и их исследованию, особенно радиолокационному, посвящена обширная литература, например [1 – 4, 12]. Известно, что наибольшей мощности облака вертикального развития достигают в тропических районах, изучение динамики их развития и характеристик этих облаков представляют несомненный интерес.

В центральной Индии (в провинциях Махараштра и Андхра Прадеш) Компания WMI (Weather Modification Inc., США) проводила воздействия на облака в летние и осенние месяцы 2003 и 2004 г. Целью воздействий было увеличение количества осадков во время мусонного периода из конвективных облаков. Территория, на которой проводились работы, очень засушливая, и увеличение количества осадков в период июль-ноябрь приводит к значительному увеличению

урожая. Второй важной задачей являлось увеличение запасов воды в водохранилищах.

В данной статье анализируется случай развития сверхмощного кучево-дождевого облака с использованием радиолокационных данных, а также результаты воздействий на это облако. Высота верхней границы Сb (тропического шторма) превосходила 18 км, что является редким случаем столь мощной конвекции, при этом проводились измерения характеристик облака и воздействия на него.

Основной задачей настоящей статьи является исследование особенностей динамики кучево-дождевого облака в условиях очень большого запаса энергии неустойчивости в атмосфере, анализ результатов численного моделирования облака и физический анализ изменений в характеристиках облака после воздействий.

2. Оборудование для исследований и проведения воздействий

На период эксперимента в г. Каримнагар (провинция Андхра Прадеш, центральная Индия) был установлен радиолокатор, работающий на длине волны 5,4 см. Он предназначался для осуществления руководства самолетами и измерения характеристик облаков. Использовался радиолокатор типа WR-100 (C-band). Антенна была смонтирована на башне высотой 10 м. Радиолокатор имеет следующие основные технические характеристики: мощность в импульсе 250 кВт, ширина луча – $1,65^\circ$. Минимально обнаруживаемый сигнал составляет 10 dBz на расстоянии 100 км.

При работе радиолокатора применялось программное обеспечение, называемое Титан. Это программа, которая усваивает данные радиолокатора, идентифицирует облака, отслеживает за ними, представляет их путь, прогнозирует движение [16]. Титан позволяет вычислять достаточно просто

и в реальном времени ряд сравнительно сложных характеристик облаков и параметров их движения. Детальные данные о характеристиках программного пакета Титан приведены в [19]. Положение самолета, осуществляющего воздействия, также отображалось на экране радиолокатора.

Для проведения воздействий использовались оборудованные самолеты. В качестве средств воздействия применялись пиротехнические смеси на основе йодистого серебра, выпускаемые компанией ICE Crystal Engineering (США). Использовались кассетные самолетные аэрозольные генераторы, содержащие 150 г реагента в каждом. Их время горения составляет 4,6 минуты. Воздействия осуществлялись непосредственно в верхнюю часть облака, имеющую температуру меньше температуры порогового действия реагента (обычно ниже -5°C), при его пересечении самолетом. Кроме того, использовались отстреливаемые шашки весом 20 г. Они также вводились в верхнюю часть растущих Cu cong, время горения составляло 37 секунд, что соответствует пути падения в облаке примерно 1,2 км. Состав обоих средств воздействия одинаковый. Эффективность льдообразования достигает примерно $3 \cdot 10^{13} \text{ г}^{-1}$ ледяных ядер при -10°C .

3. Анализ синоптической ситуации и данных радиозондирования

Погода района работ определялась областью пониженного давления, которая располагалась южнее штата Андра Прадеш. Положительная адвекция, которая наблюдалась на юго-западе от штата, также была фактором, способствующим развитию конвективных облаков. Кроме того, структура поля ветра в верхних слоях атмосферы также благоприятствовала развитию конвекции.

Для анализа состояния атмосферы использовались данные радиозондирования, выполненные в г. Хайдерабаде (пункт наиболее близкий к исследованному облаку). Само

исследуемое облако находилось примерно на расстоянии 100 км от пункта радиозондирования.

В атмосфере наблюдалась значительная вертикальная термическая неустойчивость. Влажность в основном облакообразующем слое не превышала 70%, суммарный дефицит точки росы на изобарических поверхностях 850, 700, 500 мБ составлял 26,5°С. Столь высокий суммарный дефицит и относительно низкая влажность не должны были способствовать развитию конвекции, однако очень большой запас энергии неустойчивости и большие горизонтальные размеры облаков (практически отсутствует влияние перемешивания на динамику облаков) обеспечивали их значительное вертикальное развитие. Расчет по методу частицы показал, что высота верхней границы превосходила 16 км (рис.1). Запас энергии неустойчивости в основном облакообразующем слое (850-500 мБ) составлял 1560 Дж/кг, а во всем слое развития конвекции превосходил 6100 Дж/кг. В основном облакообразующем слое вектор скорости ветра меняется мало, заметные изменения направления и скорости ветра наблюдались начиная с высоты 9 – 10 км.

4. Результаты радиолокационных и визуальных (самолетных) наблюдений за развитием облака

Известно [9], что при наличии мощной конвекции сдвиг ветра способствует появлению крупных частиц в облаках, включая град. В данном случае сдвиг ветра не оказывает заметного влияния на развитие облака.

Первое радиоэхо от исследуемого облака было зарегистрировано в 06 час 52 мин (время по Гринвичу) на расстоянии 45 км по азимуту 15° от радиолокатора. Высота верхней границы составляла 4 км. Одновременно наблюдалось развитие мощных кучевых облаков рядом с исследуемым. В 7

час 28 мин они слились в одно многоячейковое облако. В это время верхняя граница облака достигла 10 км.

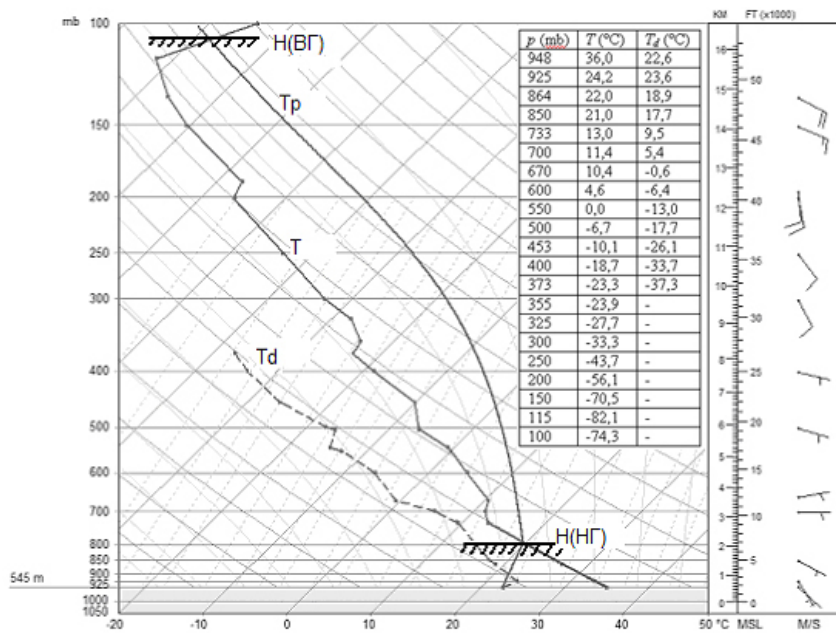


Рис. 1. Распределение температуры и температуры точки росы с высотой, кривая состояния.

H_{top} – высота верхней границы облака; H_{bot} – высота нижней границы облака; T – температура; T_d – температура точки росы; T_p – кривая состояния влажной частицы.

Развитие облака продолжалось, и его верхняя граница достигла 12 км к 7 час 46 мин. Основное развитие отмечалось на севере от исследуемого облака, где появлялись новые ячейки (фидерные облака), которые сливались с исследуемым облаком. В это время облако было уже вытянуто в

направлении юго-запад – северо-восток. К этому моменту высота верхней границы достигла 14 км.

В 8 час 34 мин произошло слияние исследуемого облака с мощным кучево-дождевым облаком, располагающимся на севере от исследуемого (здесь и далее под слиянием понимается объединение радиоэха). Это привело к формированию более мощного мультячейкового облака с высотой вершины 16 км.

В 8 час 51 мин произошло объединение всех ячеек, и сформировалось суперячейковое облако. Его вершина достигла 18 км, а зона повышенной отражаемости фиксировалась на высоте 2 – 6 км.

Далее перемещение облака по-прежнему происходило в северном направлении, оно было связано с процессами слияния с фидерными облаками. Такое слияние в 8 час 57 мин привело вновь к формированию мультячейкового облака, вытянутого в направлении на северо-запад.

В 9 час 09 мин начались воздействия на фидерные облака (Cu cong), располагающиеся на юго-западе от исследуемого облака с самолета. Линия полета самолета хорошо видна на рис. 2а. Во время первого прохода самолета фиксировались восходящие потоки со скоростью до 12 м/с, пилоты отмечали высокую влажность, фиксировалось обледенение самолета. Исследуемое облако находилось на стадии грозы, экипажем самолета были зарегистрированы разряды в виде молний. Второй проход выполнялся с обратным курсом (через 5 мин после первого) по направлению на северо-запад вдоль исследуемого облака. Воздействия на фидерные облака продолжались по мере их пересечения.

Здесь произошли существенные изменения в расположении облака. Пилоты отметили, что не было возможности продолжать полет в северо-западном направлении, т.к. исследуемое облако приобрело Г-образную форму, его северная часть стала распространяться в юго-западном направлении. Очевидно, что изменение направления

движения было связано с быстрым развитием фидерных облаков, на которые проводилось воздействие во время первого прохода самолета с последующим слиянием с основным облаком. Это достаточно хорошо видно на рис. 2b. При этом следует отметить, что движение поля облаков в целом имело северо-западное направление. Во время второго прохода пилоты отметили наличие крупы в облаках. Эта новая ячейка, вытянутая в юго-западном направлении, имела высокую отражаемость, а ее верхняя граница достигала 18 км (рис. 2d). Последующие воздействия в течение 30 мин способствовали распространению облака по-прежнему в юго-западном направлении. (Рис.2с).

Такое распространение облака продолжалось до 10 час 09 мин, когда самолет изменил место воздействия, которое теперь располагалось на северо-западе относительно облака. После этого оно изменило свое направление распространения еще один раз на северо-западное. К этому времени верхняя граница находилась на высоте 16 км. Воздействия по-прежнему продолжались, но дальнейшего развития облака уже не наблюдалось, хотя новые ячейки появлялись с северо-западной стороны облака и сливались с ним по мере движения основного облака.

Воздействия были прекращены в 11 час 15 мин. Верхняя граница облака к тому времени снизилась до 9 км. Радиолокационные наблюдения за этим облаком продолжались до 13 час 09 мин, когда оно разрушилось и окончательно исчезло с экрана радиолокатора.

За время воздействий (2 часа) было израсходовано 3 самолетных аэрозольных генератора и 163 отстреливаемых патрона, в общей сложности 3,7 кг кристаллизующего реагента.

Проведем более детальный анализ размеров облака и их динамики во времени. Высота верхней границы облака была получена из радиолокационных данных. Следует отметить, что она несколько отличается от реальной высоты облаков [12].

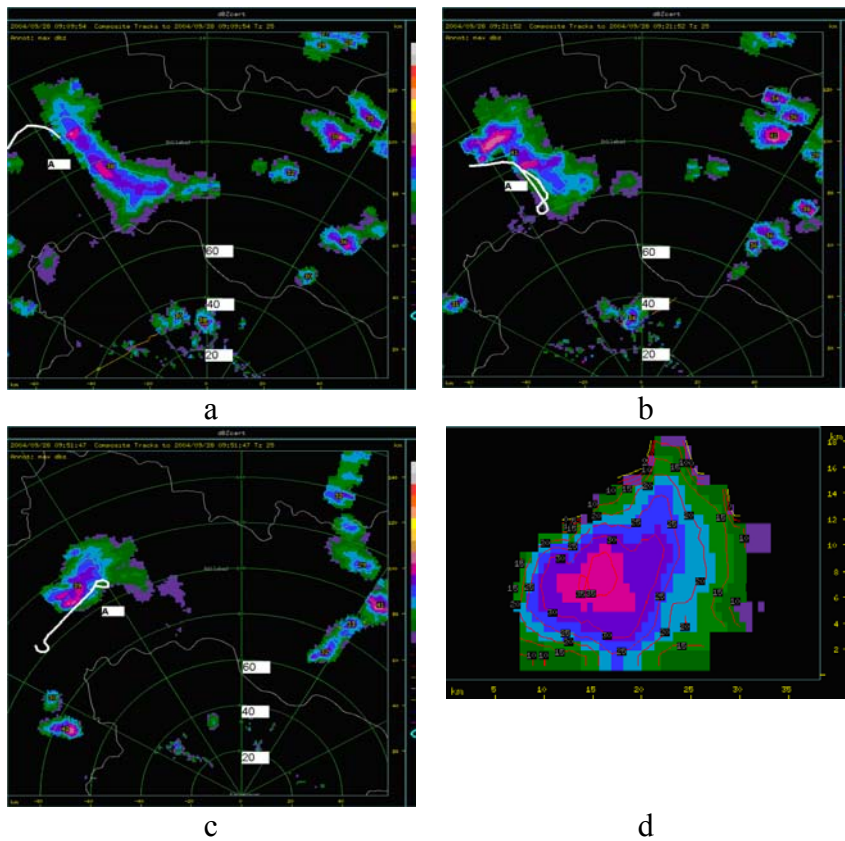


Рис. 2. Проекция максимальных значений отражаемости облака (δBZ) на подстилающую поверхность (а, б, в) и вертикальное сечение облака по направлению запад – восток в 9 ч 21 мин (г).

Исследуемое облако обозначено буквой А, трасса полета самолета показана светлой линией. а) 9 ч 9 мин; б) 9 ч 21 мин; в) 9 ч 51 мин.

Зависимость высоты облака от времени представлена на рис 3а. Из этого рисунка следует, что существовал период развития кучево-дождевого облака, который составлял примерно 70 мин, затем период зрелости (70 – 170 мин), и последняя стадия – постепенное разрушение облака – 170 – 320 мин. Наряду с этими достаточно продолжительными периодами в жизни облака видны и менее продолжительные периоды в развитии. Их продолжительность составляет 20 – 30 мин, что подтверждает импульсный характер облачной конвекции [7, 13]. Из представленного графика не видно какого либо влияния воздействий на изменение верхней границы облака. Время воздействий 144 – 258 мин.

Другой важной характеристикой облака являются его размеры и площадь. Нами выполнен анализ следующих характеристик: максимальной (L_{max}) и минимальной (L_{min}) горизонтальной протяженности облака, а также его площади, которая вычислялась из предположения, что проекция облака на поверхность земли – прямоугольник. Несмотря на то, что это достаточно грубое приближение, такие данные могут быть использованы для анализа временных флуктуаций площади. Реальная площадь будет несколько меньше, чем полученная таким образом. Основные статистические характеристики облака, полученные за период его существования, приведены в таблице 1.

Горизонтальные размеры облака велики – среднее значение L_{max} равнялось 24,6 км, а L_{min} – 12,5 км. Максимальные размеры облака были зарегистрированы, примерно, на 150 мин, как раз после начала активных воздействий. Максимальная протяженность облака превышала 20 км в 41% случаев из всех наблюдений, а L_{min} превышала 10 км в 35% случаев из всех наблюдений. Площадь облака достигла своего максимума также на 150 мин (Рис. 3б) и была равна 1400 км². Площадь превосходила 200 км² в 60% случаев и в 24% была больше 400 км².

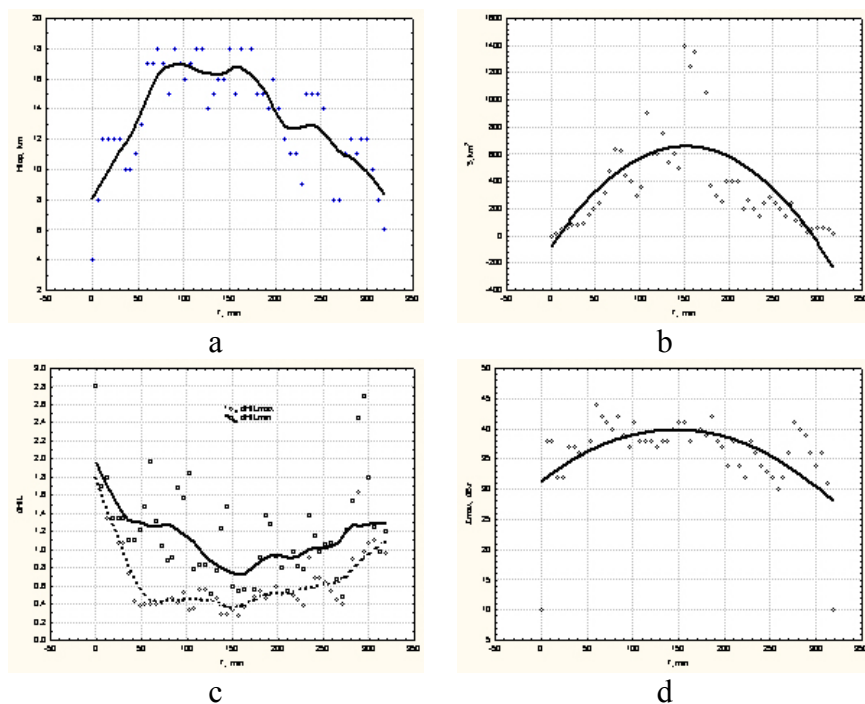


Рис. 3. Изменения характеристик облака во времени (время воздействий – с 144-й по 258-ю минуту).

а) высота верхней границы радиоэха; б) площадь облака (площадь проекции радиоэха на подстилающую поверхность);

в) отношение вертикальной протяженности облака к горизонтальной протяженности; г) максимальная по облаку радиолокационная отражаемость dH/L_{max} (1) и dH/L_{min} (2) –

отношение мощности облака к его максимальной и минимальной горизонтальной протяженности соответственно.

Временной ход площади подтверждает тот факт, что максимум в развитии облака отмечался на 150 мин, здесь площадь достигает своего максимального значения (Рис 3б). Аналогично флуктуациям высоты верхней границы отмечаются флуктуации площади с периодом 20 – 30 мин.

Нами были сопоставлены флуктуации нормированных значений высоты H_{top}/H_{topmax} с соответствующими нормированными значениями площади S/S_{max} . Корреляция между этими двумя величинами отсутствует, однако интересно отметить, что обе кривые достигают своих максимальных значений примерно на 150 мин.

Отношение мощности облака к его горизонтальной протяженности является важной характеристикой, которая многократно исследовалась [11]. Нами также построен график соответствующей зависимости от времени для максимальной и минимальной протяженностей. Из рисунка видно, что отношение dH/L_{max} весьма близко к 0,4 в зрелой стадии развития облака (Рис.3с). Колебания отношения dH/L_{min} более значительны, и во многих случаях оно близко к 1. В стадии развития отношение dH/L_{min} больше, чем в стадии зрелости и разрушения, и превышает во многих случаях 1. Это также означает, что в период зарождения и начального развития рост облака происходил в большей степени за счет развития основной ячейки, в дальнейшем процессы слияния с новыми ячейками в значительной степени определяли развитие облака.

Среднее значение отношения dH/L_{max} равно 0,67, а соответствующее значение dH/L_{min} – 1,18 (Табл. 1). Отношение $dH/L_{max} > 1$ в 9% случаев, а $dH/L_{min} > 1$ в 44% случаев соответственно. Таким образом, можно утверждать, что отношение $dH/L < 1$ в большинстве случаев для исследованного облака.

Максимальная скорость роста высоты радиозаха верхней границы облака составила 16,6 м/с, а максимальная скорость оседания -соответственно –11,1 м/с. В подавляющем

большинстве случаев скорость роста (оседания) верхней границы находилась в пределах $-10 - +10$ м/с. Отметим, что эти значения больше тех, которые были нами получены при исследовании облаков на Кавказе [7], в этом районе скорость роста вершин не превосходила 7 м/с, но исследовались облака меньшей вертикальной протяженности.

Табл. 1

Статистические характеристики параметров облака по радиолокационным данным

Величина	Число измерений	Среднее	Медиана	Min	Max	Std.Dev.
Lmax, км	54	24,6	23,5	1,0	50,0	13,8
Lmin, км	54	12,5	10,0	1,0	30,0	7,1
S, км ²	54	373,9	257,0	1,0	1400,0	360,2
dH/Lmax	54	0,67	0,51	0,27	2,80	0,44
dH/Lmin	54	1,18	1,10	0,48	2,80	0,52
Hzmax, км	54	5,1	5,0	2,0	8,0	1,6
V(top),м/с	53	0,1	0	-11,1	16,6	5,7

dH – мощность облака, Hzmax – высота расположения максимальной отражаемости, V(top) – скорость изменения высоты верхней границы, Std.Dev. – стандартное отклонение.

Проводилось также измерение вертикальной скорости в фидерных облаках с самолета. Получено, что максимальная скорость восходящего потока в фидерных облаках, которые

пересекал самолет, составила 12 м/с, что достаточно близко к скорости роста верхней границы основного облака, измеренного радиолокатором. Отметим, что скорость восходящего потока согласно данным численного моделирования облака, существенно меняется по вертикали и достигает своего максимального значения, равного 49,1 м/с на стадии развития в верхней половине облака (табл.2).

Максимальная радиолокационная отражаемость находилась в пределах от 30 до 44 dBz. Ее зависимость от времени представлена на рис 3d. Аппроксимационная кривая показывает, что максимум в отражаемости наблюдается на 150 мин, что соответствует максимуму высоты верхней границы облака. Из графика не видно какого либо влияния воздействий на величину максимальной отражаемости.

Максимальное значение интенсивности дождя, полученное из отражаемости, равно 28,9 мм/час. Для пересчета отражаемости в интенсивность осадков I использовалось уравнение

$$Z = 219 \cdot I^{1,41}, \quad (1)$$

которое было получено для Индии [12].

Отражаемость изменялась весьма сильно для разных периодов развития облака в зависимости от высоты над его основанием. Нами был выполнен расчет медианных значений отражаемости в зависимости от высоты (H). Получено, что

$$Z_{med} = 25,2 + 1,3H - 0,13 \cdot H^2. \quad (2)$$

где отражаемость Z_{med} в dBz, H – в км. Максимальные медианные значения отражаемости были зарегистрированы на высоте 4 – 5 км.

Необходимо подчеркнуть, что значения отражаемости на высотах менее 3 км получены с большими погрешностями

из-за наличия холмов, которые экранировали облака в некоторых направлениях.

Нами также был выполнен анализ распределения отражаемости с высотой для некоторых выбранных моментов времени. Было зафиксировано увеличение максимальной отражаемости по мере развития облака. Можно также отметить сравнительно высокие значения отражаемости для мультячейкового облака в 8 час 51мин на больших высотах 14 – 16 км, которые были равны 15 – 20 dBz.

Для зависимости высоты расположения максимальной отражаемости от времени разброс точек весьма значителен. Тем не менее, можно отметить увеличение высоты расположения максимальных значений отражаемости после 70 мин, т.е. после перехода облака в зрелую стадию развития. Среднее значение уровня максимальной отражаемости составило 5,1 км. Только в 20% случаев значение H_{zmax} было больше 5,5 км. В стадии диссипации H_{zmax} составляла 5 км или более.

Высота воздействий составляла ~6 км. Облака, на которые было проведено воздействие, как правило после воздействий, имели наибольшую отражаемость на достаточно больших высотах 6-8 км. Таким образом, это является косвенным подтверждением успешности воздействий. Разрушающиеся облака, как и следовало ожидать, характеризовались понижением уровня наибольших значений отражаемости.

Ранее мы отмечали, что экипаж самолета фиксировал грозовые разряды в облаке. Известна связь между числом разрядов в грозовом облаке за 1 минуту (N) и его отражаемостью Z ($\text{мм}^6/\text{м}^3$) [12]:

$$N = -39,4 + 14,5 \lg Z . \quad (3)$$

которая была получена для северо-запада России. В первом приближении для исследованного облака можно было ожидать около 25 разрядов за 1 минуту.

5. Результаты численного моделирования

В ГГО была разработана численная нестационарная полутримерная модель конвективного облака [6]. Данная модель была использована для анализа динамики исследованного облака. Было произведено моделирование конвективного облака, развивающегося в описанной выше атмосферной ситуации. Модель включает систему уравнений гидротермодинамики и баланса субстанций (водяного пара, облачных капель, дождевых капель, облачных ледяных кристаллов, кристаллических осадков), дополненную системой параметрических выражений для источников-стоков. Данная модель является полутримерной, все процессы рассматриваются только вдоль вертикальной оси, при этом изменение физических величин вдоль горизонтальных координат задается параметрически. Модель включает в себя учет всех основных процессов, происходящих в конвективном облаке, в том числе электрических. Система уравнений включает уравнения движения, неразрывности, баланса тепла, облачных и дождевых капель, облачных кристаллов и кристаллических осадков. Микрофизические процессы (фазовые переходы и коагуляция) описываются параметрически.

Входными данными модели являются данные радиовеетрового зондирования. На выходе дается пространственно-временной ход всех основных характеристик конвективного облака, в том числе скорость восходящего потока, водность, ледность, радиолокационная отражаемость и интенсивность осадков.

Моделирование активного воздействия осуществлялось путем варьирования радиуса облака, который в модели

является параметром. Тем самым воспроизводилось слияние конвективных ячеек, имевшее место в реальных условиях, в том числе и при воздействии. В результате моделирования получено, что при увеличении радиуса облака R возрастают его мощность, скорость восходящего потока, водность, радиолокационная отражаемость и интенсивность осадков. Зависимость этих величин от радиуса приведена в табл.2.

Табл. 2

**Максимальные значения величин в облаке
в период его развития в зависимости от радиуса облака**

R , км	$H_{вг}$, км	v , м/с	q_w , г/м ³	q_c , г/м ³	q_r , г/м ³	q_i , г/м ³	Z , дБZ	Z_r , дБZ	Z_i , дБZ	I , мм/ч
0,5	4,8	13,4	1,3	1,2	0,5	0,0	37	37	0	0,0
1,0	10,0	20,7	3,2	2,1	2,8	1,1	63	51	63	19,4
2,0	12,6	29,6	5,1	2,6	4,9	3,0	70	55	70	60,7
3,0	13,0	34,6	5,8	2,8	5,7	3,6	72	56	72	74,6
5,0	13,2	40,4	6,8	3,0	6,7	4,7	74	58	74	97,6
10,0	>15,0	45,3	7,3	3,1	7,3	5,4	75	58	75	116,6
25,0	>15,0	49,1	7,7	3,1	7,7	5,8	75	59	75	126,8

где R – радиус облака, $H_{вг}$ - высота верхней границы, v -максимальная вертикальная скорость, q_w - максимальная суммарная водность, q_c - максимальная водность облачных капель, q_r - максимальная водность дождевых капель, q_i -максимальная водность кристаллов, Z - максимальная отражаемость, Z_i - максимальная отражаемость кристаллов, Z_r - максимальная отражаемость жидких осадков, I - интенсивность дождя.

Результаты расчетов естественного цикла развития облака показали следующее. Начиная с радиуса 1 км, имеет место значительное развитие облака, его верхняя граница превышает 10 км, и наблюдаются интенсивные осадки. Радиус облака оказывает существенное влияние на все характеристики. Так, начиная с $R=10$ км верхняя граница облака превышает 15 км (к сожалению, 15 км – максимальная высота верхней границы (H_{BG}), которая рассчитывается моделью, что связано с заданием ограниченной по вертикали расчетной сетки). Напомним, что по результатам наблюдений $H_{BG}>18$ км. Вертикальные скорости в облаке очень велики и достигают почти 50 м/с для облака с большим радиусом. Максимальное значение влажности также велико – $7,7$ г/м³. Модель дает значительную влажность как жидких, так и твердых осадков. Однако, из исследуемого облака твердые осадки не выпадали, хотя крупа была зарегистрирована пилотами при пересечении облака. Высокие значения радиолокационной отражаемости, полученные из результатов расчетов, указывают на существенную роль твердых частиц в суммарном значении Z облака. В реальных условиях роль ледяной фракции была значительно ниже. Однако, даже если рассматривать только отражаемость, связанную с жидкими осадками, то модельные значения намного превосходят те, которые отмечались в эксперименте. Кроме того, интенсивность осадков по результатам численного моделирования в несколько раз превосходит реально зафиксированную в облаке радиолокатором. Причина может быть связана с тем, что необходима некоторая настройка модели под специфические условия Индии, что может быть сделано на большом статистическом материале. Тем не менее, результаты моделирования качественно подтверждают то, что наблюдалось в натуральных условиях. В частности, слияние облаков при естественном развитии и после воздействия в натуральных условиях стимулировало вертикальное развитие, приводило к увеличению интенсивности осадков. Модельные

расчеты подтвердили этот результат. Например, увеличение радиуса облака с 2 до 3 км (это может соответствовать процессу слияния с фидерным облаком) привело к росту вершины облака на 400 м, наблюдалось увеличение максимального значения скорости восходящего потока на 5 м/с, интенсивность осадков возрасла на 23%. Последний результат важен, т.к. он в значительной степени определяет эффективность выполненных воздействий, которые стимулировали развитие фидерных облаков, далее наблюдалось их слияние с основным облаком и его дальнейшее развитие по вертикали, а следовательно – увеличение осадков.

6. Обсуждение полученных результатов

Натурный эксперимент и результаты численного моделирования показали, что развитие исследованного мощного тропического шторма в значительной степени определялось процессами слияния с фидерными облаками. Воздействия на фидерные облака привели к изменению распространения облака и стимулировали его развитие, что должно было сказаться на интенсивности осадков. Однако численные значения отражаемости, полученные из результатов экспериментов и данных моделирования, отличаются значительно. В натурном эксперименте были получены низкие значения отражаемости от облака, вершина которого превосходила 18 км. Максимальная отражаемость была 44 dBZ. Это меньше, чем можно ожидать от такого большого облака, исходя из опыта авторов. Наблюдения с использованием радиолокатора за континентальными облаками в Альберте (Канада) показали, что значения максимальной отражаемости составляют >50 dBZ для облаков с верхней границей > 7,5 km, и максимальной отражаемостью >55 dBZ для облаков с верхней границей > 10,5 km [18]. Континентальные Cb с верхней границей >10,5 km почти

всегда содержат град, который формирует большие значения отражаемости.

Из исследованного облака не было зарегистрировано града. Можно полагать, что доминирующим механизмом формирования осадков в Индии является коагуляция капель. Можно предположить, что образование ледяных кристаллов обусловлено формированием зародышей кристаллов при замерзании капель, сопровождающееся выбросом сплинтеров [15].

Очень высокие скорости восходящих потоков способствуют появлению сплинтеров. Нами было показано ранее, что при высоких скоростях потоков замерзание капель может происходить на больших высотах (вследствие достаточно большого времени температурной релаксации) в условиях больших переохлаждений, последнее может явиться источником сплинтеров, сильно увеличивая количество мелких кристаллов, т.е. имеет место естественный засев облака, препятствующий формированию крупных ледяных кристаллов за счет явления конкуренции.

Многочисленные измерения отражаемости облаков в другие дни при проведении экспериментов также показали, что их значения были невелики. Все это указывает на отсутствие крупных ледяных частиц в облаках в Индии. Косвенным подтверждением этому является тот факт, что за время экспериментов не наблюдалось выпадения града, хотя осадки имели весьма высокую интенсивность.

Другой гипотезой, объясняющей отсутствие крупных ледяных частиц является следующая. При очень больших скоростях вертикальных потоков в облаке капли не успевают вырасти до значительных размеров и длительное время находятся в облаке на больших высотах. Затем часть из них замерзает, формируя частицы крупы, а не града.

Некоторые погрешности, кроме того, могли быть связаны с градуировкой радиолокатора, но они вряд ли существенно могли изменить полученные результаты.

7. Выводы

1. Компания WMI проводила воздействия на облака в провинциях Махараштра и Андхра Прадеш в центральной Индии. Основной целью воздействий было увеличение количества осадков во время мусонного периода из Си. Был выполнен физический анализ изменений характеристик долгоживущего тропического шторма (наблюдения выполнялись почти 6 часов), полученных радиолокационным методом, и осуществлено моделирование облака с помощью численной модели.

2. Анализ данных радиозондирования показал, что запас энергии неустойчивости в атмосфере был очень велик, что в значительной степени обусловило развитие сверхмощной конвекции, верхняя граница облака была более 18 км.

3. Начальное развитие облака было результатом обычных микрофизических и термодинамических процессов, ответственных за формирование конвективных облаков. Формирование сверхмощного облака было связано, в значительной степени, с процессами слияния с фидерными облаками. Результаты численного моделирования подтвердили этот вывод, указав на то, что все характеристики облака в значительной степени зависели от его диаметра, возрастая с ростом последнего. В процессе жизни наблюдалось чередование строения облака – мультитячейковое-суперячейковое.

4. Воздействие на основное облако и фидерные облака осуществлялось кристаллизующим реагентом на высоте около 6 км и было начато в период, когда облако находилось в зрелой стадии развития. Результат воздействия был отмечен в западной части существующего радиоэха. Имело место появление новой зоны осадков, примыкающей к основному радиоэхо. Воздействия привели к формированию Сb большой вертикальной протяженности (высота вершины превышала 18 км).

5. Максимальная протяженность в радиальном направлении исследованного тропического шторма достигала 50 км, а ширина 30 км.

6. Отношение вертикальной протяженности облака к его максимальному горизонтальному размеру составило 0,4 в зрелой стадии развития, отношение вертикальной протяженности облака к его минимальному горизонтальному размеру существенно больше, и во многих случаях было близко к 1.

7. Максимальные скорости подъема и опускания вершины облака (по радиолокационным данным) равнялись соответственно 16,6 и -11,1 м/с.

8. Максимальные значения отражаемости регистрировались на высотах 4 – 5 км в большинстве случаев. В натурном эксперименте были получены относительно низкие значения отражаемости от облака, вершина которого превосходила 18 км. Максимальная отражаемость была 44 dBZ. Град не был зарегистрирован. Можно полагать, что доминирующим механизмом формирования осадков в Индии является коагуляция капель. Видимо, формирование ледяных кристаллов обусловлено выбросом ледяных сплинтеров при замерзании капель. Они играют роль зародышей кристаллов, т.е. имеет место естественный засев облака, препятствующий формированию крупных ледяных кристаллов за счет явления конкуренции. Отсутствие крупных ледяных частиц (града) в столь мощных облаках в Индии является весьма интересным результатом, который требует своего дальнейшего осмысления.

Примечание

Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ по материалам, полученным при выполнении работ по увеличению осадков компанией WMI в Индии.

Литература

1. Абшаев М.Т., Жубоев М.М. Ракетные исследования структуры воздушных потоков в кучево-дождевых облаках. Тр.ВГИ, 1976, вып.33, с.57 – 66.
2. Абшаев М.Т., Жубоев М.М. Температурно-ветровое зондирование кучево-дождевых облаков. Тр.ВГИ, 1976, вып.31, с.63 – 69.
3. Абшаев М.Т. и др. К вопросу пространственно-временного распределения параметров микроструктуры и водности кучево-дождевых облаков. Тр.ВГИ, 1976, вып.31, с.67 – 80.
4. Абшаев М.Т. Структура и динамика развития грозоградных процессов Северного Кавказа. Тр.ВГИ, 1984, вып.53, с.6 – 22.
5. Довгалюк Ю.А., Егоров А.Д., Станкова Е.Н., Синькевич А.А., Степаненко В.Д., Шумаков Л.И. Исследование процесса перехода мощного кучевого облака в кучево-дождевое после воздействий. Сборник: "Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. 1990, Ленинград, Гидрометеоиздат, с.265 – 270.
6. Довгалюк Ю.А., Драчева В.П., Егоров А.Д., Качурин Л.Г., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А., Станкова Е.Н., Степаненко В.Д. Результаты комплексных исследований характеристик мощного кучевого облака после воздействия. Метеорология и гидрология, 1997, N11, с.20 – 29.
7. Довгалюк Ю.А. Некоторые особенности развития конвективных облаков. Метеорология и гидрология, 1968, N6, с.39 – 47.
8. Драчева В.П., Синькевич А.А., Чубарина Е.В. Исследование неоднородностей конвективных облаков. Тр.ГГО, 1988, вып.518, с.145 – 153.

9. Пастушков Р.С. Численное моделирование взаимодействия конвективных облаков с окружающей их атмосферой // Тр. ЦАО, 1972. Вып. 108, 125 с.
10. Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А. Электризация конвективных облаков на северо-западе России. Метеорология и гидрология, 1997, №6, с.73 – 80.
11. Синькевич А.А. Конвективные облака северо-запада России. Л., Гидрометиздат, 2001, 106 с.
12. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1983, 203 с.
13. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л. Гидрометеиздат, 1964, 351 с.
14. Шметер С.М. Термодинамика и физика конвективных облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1987, 267 с.
15. Beard, K.V., Ice initiation in warm-base convective clouds: An assessment of microphysical mechanisms, Atmos. Research, 28, 125 – 152, 1992.
16. Dixon, Michael, and Gerry Wiener. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting - A Radar-based Methodology. J. Atmos. and Oceanic Technol., 1993, V.10, N 6. P. 785 – 797.
17. Krauss, T.W., R.T. Brientjes, J. Verlinde and A. Kahn. Microphysical and radar observations of seeded and non-seeded continental cumulus clouds. J. Climate Appl. Meteor., 1987, V.26. P. 585 – 606.
18. Krauss, T.W., and J.R. Santos. Exploratory analysis of the effect of hail suppression operations on precipitation in Alberta. Atmospheric Research, 2004, V. 71, 35 – 50.
19. Mather, G. K., M. J. Dixon, J. M. DeJager. Assessing the potential for rain augmentation - The Nelspruit randomized convective cloud seeding experiment. J. Appl. Meteor., 1996, V.35, 1465 – 1482.

ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОБЛАКА В ИНДИИ, ФИЗИЧЕСКАЯ И СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РЕЗУЛЬТАТОВ

1. Введение

Засухи, град и наводнения продолжают свои опустошительные действия во многих частях мира. Людские потери и потери в имуществе возрастают с увеличением концентрации населения. Во многих странах мира проводятся воздействия на облака для улучшения условий погоды и в целях уменьшения экономических потерь из-за опасных атмосферных явлений. Большинство экспериментов было направлено на увеличение жидких и твердых осадков, в основном для нужд сельского хозяйства (Россия, 1995-1997 гг., Сирия, 1991-1998 гг., Ирак, 1992-1995 гг., Италия, 1988-1994 гг., Китай, 1989-1995 гг., Куба, 1985-1990 гг., Узбекистан, 1985-1991 гг., Украина, 1959-1984 гг., Тайвань, 1992 г., Таиланд, 1995-1998 гг., Мексика, 1997 и 1998 гг.). Второй по значимости задачей в рамках проблемы увеличения осадков является увеличение запасов воды в водохранилищах (Гондурас, 1993-1997 гг., Турция, 1992 г., Китай, 1998 г., США, 1989-2000 гг., Греция, 1992 и 1993 гг.) [1-3, 5, 10, 22-24]. Целью экспериментов было увеличение запасов воды в водохранилищах для нужд сельского хозяйства и для увеличения производства электрической энергии. Оценки эффекта воздействия различаются значительно и находятся в пределах от 3 до 117% для указанных выше экспериментов [23]. Столь значительные колебания эффекта воздействия являются следствием того факта, что ученые используют разные методы для его оценки, кроме того, результаты существенно различаются в зависимости от характеристик

облаков и организации экспериментов. Научным сообществом в настоящее время признается, что в среднем увеличение осадков находится в пределах 10 – 25% [3, 4, 8, 23].

Компания WMI («Weather Modification Inc.», США) проводила воздействия на облака в провинциях Махараштра и Андхра Прадеш в Центральной Индии в летние и осенние месяцы 2003 и 2004 гг. Основной целью воздействий было увеличение количества осадков из конвективных облаков во время муссонного периода. Территория, на которой проводились работы, очень засушливая, и увеличение количества осадков приводит к значительному увеличению урожая. Второй важной задачей являлось увеличение запасов воды в водохранилищах. В данной статье рассматриваются результаты воздействий, выполненных в июле – октябре 2004 г. Несмотря на то, что рассматриваемый проект носил производственный характер и научный анализ результатов не планировался, полученные данные позволили выполнить исследования (базирующиеся на радиолокационных измерениях), направленные на изучение изменений характеристик облаков вследствие воздействий. Основной задачей настоящей статьи является представление полученных радиолокационных данных и физический анализ изменений в характеристиках облака, а также выполнение некоторых статистических оценок результатов воздействий.

2. Оборудование

Для проведения воздействий использовались специально оборудованные самолеты. В качестве средств воздействия применялись пиротехнические смеси на основе йодистого серебра, выпускаемые компанией «Ice Crystal Engineering» (США). Использовались самолетные аэрозольные генераторы, содержащие 150 г реагента. Их время горения составляет 4,6 мин. Воздействия осуществлялись при пересечении облака самолетом, непосредственно в его

верхнюю часть, имеющую температуру меньше температуры порогового действия реагента (обычно ниже -5°C). Проводились воздействия и под облаком в восходящий поток, но в данной статье анализируются только результаты воздействий в верхнюю часть облака. Кроме того, использовались отстреливаемые шашки весом 20 г. Они также вводились в верхнюю часть растущих Cu cong , время горения составляло 37 с, что соответствует пути падения в облаке примерно 1,2 км. Состав обоих средств воздействия одинаковый. Эффективность льдообразования достигает примерно $3 \cdot 10^{13}$ г/м³ ледяных ядер при температуре -10°C . Испытания реагента проводились в камере туманов [11]. Балки с отстреливающими устройствами для пиропатронов устанавливались на фюзеляже самолета, каждая балка содержала 102 заряда. Самолетные аэрозольные генераторы крепились на крыльях самолета.

В Индии были установлены 4 радиолокатора, работавших на длине волны 5,4 см. Они предназначались для осуществления руководства самолетами и измерения характеристик облаков. Использовался радиолокатор марки «WR-100» (C-band). Антенны монтировались на башнях высотой 10 м. Радиолокатор имеет следующие основные технические характеристики: мощность в импульсе 250 кВт, ширина луча – $1,65^{\circ}$. Минимально обнаруживаемый сигнал составляет 10 дБZ в диапазоне 100 км.

При работе радиолокатора применялось программное обеспечение ТИТАН [13], которое усваивает данные радиолокатора, идентифицирует облака, прослеживает за ними, представляет их путь, прогнозирует движение и позволяет вычислять достаточно просто и в реальном времени ряд сравнительно сложных характеристик облаков и параметров их движения. Детальные данные о характеристиках этого программного пакета приведены в [21]. Положение самолета, осуществлявшего воздействия, также отображалось на экране радиолокатора.

3. Краткий обзор синоптической ситуации и основные характеристики облаков

Во время муссонного сезона в Индии сформировались три глубоких депрессии и одна приземная депрессия. Из двух глубоких депрессий во вторую неделю июня одна находилась над Аравийским морем, а другая над Бенгальским заливом. Приземная депрессия сформировалась над Гангетиком (Западный Бенгал) в середине сентября. В результате заполнения области низкого давления эта система очень медленно двигалась и существовала до 23 сентября. Она дала значительные осадки во время третьей недели сентября на востоке Центральной Индии (Уттар Прадеш и Уттаран-чал). Другая глубокая депрессия сформировалась над Аравийским морем 30 сентября. Впоследствии она интенсифицировалась и сформировала мощный циклон, который пересек берег Саураштра-Кутч вблизи Налия утром 3 октября. В дополнение 9 областей низкого давления были сформированы над Бенгальским заливом: 4 – в июле, 4 – в августе и одна – в сентябре. Они обычно двигались на северо-запад к центральным частям страны. Большинство этих систем были слабыми и не могли давать большого количества осадков над значительными частями Индии. Гребень высокого давления вдоль западного берега сохранялся на западе Аравийского моря в дни, когда отмечалась активность муссона. 15 атмосферных возмущений (по 3 – в июне и сентябре, 4 – в июле и 5 – в августе) в верхней атмосфере, сформировавшихся к западу от Индии, проходили по северной части страны.

Воздействия проводились на внутримассовые конвективные облака, которые являются типичными тропическими облаками муссонного периода в Индии. Они, как правило, представляют собой одноячейковые облака с высотой нижней границы в пределах 1 – 2 км. Температура на уровне нижней границы была близка к 20°C. Высота нулевой изотермы составляла примерно 5 км, соответственно изотермы

-5 и -10°C располагались вблизи высот 6 и 7 км. Высота верхней границы большинства исследованных облаков была в пределах от 8 до 10 км. Скорость ветра на высотах до 7 км невелика и обычно менее 10 м/с.

4. Время появления радиоэха после воздействия

Интервал времени (T_a) между началом воздействия и появлением радиоэха является одной из важных характеристик, указывающих на успех или неудачу в воздействии. В соответствии с теоретическими исследованиями время, необходимое для того, чтобы с помощью реагента сформировались осадки, находится в пределах 10-20 мин [4, 8], т. е. можно оценивать результаты воздействий, используя это простое допущение. В то же время необходимо учитывать, что происходящие при этом процессы существенно более сложные, чем теоретические допущения. Более того, появление радиоэха указывает не только на наличие больших частиц осадков, но во многих случаях на наличие достаточно больших кристаллов и более плотных частей облака в соответствии с радиолокационным уравнением. Тем не менее эта характеристика может быть одним из важнейших индикаторов результатов воздействий.

При проведении практических работ регистрировался момент воздействия, а возможное перемещение облака прогнозировалось. Если радиоэхо появлялось во время следующего сканирования радиолокатора вблизи места воздействия, то это время принималось за время появления радиоэха. Разность между временем появления радиоэха и временем проведения воздействия T_a использовалась для последующего статистического анализа. Поскольку время между сканированиями радиолокатора составляет 6 мин, выполняется соответствующее осреднение, поэтому возможны некоторые погрешности вследствие этого временного шага.

Здесь мы анализируем 42 воздействия на конвективные облака. Выбирались только изолированные облака, при этом анализировались только те случаи, когда в момент воздействия на экране радиолокатора отсутствовало радиоэхо. Основные статистические результаты для рассматриваемой характеристики T_a (мин) – интервала времени от начала воздействия до появления радиоэха – следующие:

Параметр	Среднее	Медиана	Мода	Минимум	Максимум	σ
Значение	15,0	12,0	12,0	6,0	30,0	6,5

(σ - среднее квадратическое отклонение).

Среднее значение T_a равно 15 мин, медиана и мода – 12 мин. Эти значения находятся в хорошем согласии с теоретическими представлениями. Функция накопленной повторяемости показывает, что почти в 70% случаев T_a меньше 18 мин, что также представляется достаточно разумным. В 16% случаев $T_a > 22$ мин. Эти случаи могут включать некоторые ошибки в проведении воздействий, возможно, радиоэхо от некоторых естественно развивающихся облаков ошибочно отнесено к облакам, на которые проводились воздействия. Можно также полагать, что у облаков, где отмечалось появление радиоэха в течение 10 мин, оно сформировалось бы в их естественном цикле развития. Полученное весьма приемлемое время появления радиоэха является одним из индикаторов успешности воздействий. В большинстве случаев оно находилось в пределах 12 – 18 мин.

5. Сравнение отражаемости облаков после воздействия и в естественном цикле развития

Можно ожидать, что отражаемость облаков после воздействий будет отличаться от отражаемости облаков, развивающихся в естественном цикле. Процессы

формирования осадков усиливаются вследствие воздействий, и, следовательно, отражаемость должна возрастать.

Было проведено исследование этого предполагаемого различия между характеристиками облаков. Анализировалась отражаемость тех же 42 облаков после воздействий. С целью сравнения случайным образом были выбраны 53 облака, развивающиеся в естественном цикле в ближайшем районе к тому, где осуществлялось воздействие, и в наиболее близкое время. Для анализа отражаемости использовались два сканирования локатора. Первое – когда радиоэхо впервые появилось, а также последующее. Из этих двух сканирований выбиралась максимальная отражаемость облака, которая использовалась для последующих расчетов. Основные статистические характеристики отражаемости двух групп облаков представлены в таблице.

**Статистические характеристики отражаемости
и скорости увеличения отражаемости
для двух групп облаков: после воздействий (АВ)
и в естественном цикле развития (без АВ)**

Величина	Облака	Число случаев	Среднее	Медиана	Мода	Мин.	Макс.	σ
$Z, \text{мм}^6/\text{м}^3$	АВ	42	11501 (41 дБZ)	6477	10000	63	50118	13034
	БезАВ	53	6373 (38 дБZ)	3981	3981	199	25118	6398
$Z/t, \text{мм}^6/\text{м}^3 \cdot \text{мин}^{-1}$	АВ	42	1460 (32 дБZ)	748	Мн.	10,5	8353	1882
	БезАВ	53	794 (29 дБZ)	527	Мн.	26,3	4186	828

Примечание. Мн. - множественные моды.

Отражаемость исследованных облаков изменялась в пределах от 63 до 50118 мм⁶/м³ при средних значениях 6000 – 12000 мм⁶/м³. Среднее значение, медиана и мода отражаемости облаков, на которые было проведено воздействие, больше, чем у облаков, развивающихся естественно. Отношение соответствующих характеристик изменяется от 1,6 (для медианы) до 2,5 (для моды). Отражаемость была менее 12500 мм⁶/м³ (41 дБZ) для почти 80% облаков, развивающихся в естественном цикле, для облаков после воздействий соответствующее значение составило 53%. Различие между этими группами облаков проявилось также в вероятности появления максимальных значений отражаемостей. В естественном цикле развития не было зарегистрировано облаков с отражаемостью более 30000 мм⁶/м³ (44,8 дБZ), в то время как 8% облаков после воздействий имели отражаемость больше указанной величины.

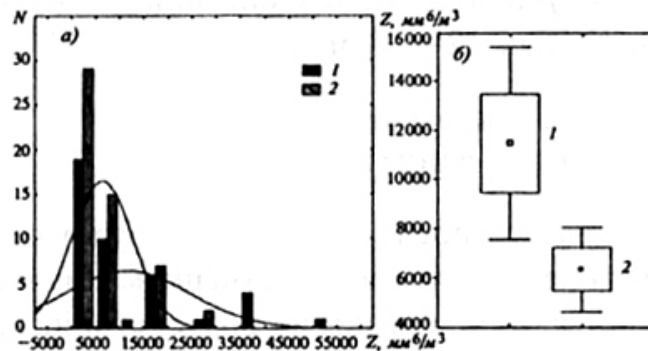


Рис. 1. Гистограмма отражаемости облаков после воздействий (1) и в естественном цикле развития (2) (а) и сравнение ее средних значений для этих двух групп облаков с помощью t-теста (б).

Пояснения приведены в тексте.

Гистограммы отражаемости (Z) облаков в естественном цикле и после воздействий приведены на рис. 1а (линии – аппроксимирующие кривые для полученных распределений). Максимальная повторяемость Z в обеих группах меньше $5000 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ (37 дВЗ). Различие между группами, как уже отмечалось выше, заключается в том, что для облаков после воздействий отмечается большее число случаев с большими значениями отражаемости, чем для облаков в естественном цикле развития.

Было проведено формальное статистическое сравнение двух групп с помощью t -теста. На рис. 1б представлены характеристики групп с использованием графика «ящик с усами» (Box and Whisker Plot). Средние значения отражаемости для группы облаков после воздействий и облаков, развивающихся естественно, обозначены маленькими квадратами, отклонения от средних (стандартная ошибка (СО)) – вертикальными сторонами прямоугольника, значение 1.96СО – вертикальными отрезками. Видно, что статистические характеристики отражаемости весьма сильно различаются. Вычисления значения t показали, что оно равно $2,5$ с уровнем значимости $P = 0,014$, т. е. различия между средними в группах значимы.

Среднее значение интенсивности дождя, рассчитанное по отражаемости, равно $12,6 \text{ мм/ч}$ для облаков после воздействий и соответственно $8,7 \text{ мм/ч}$ – для облаков в естественном цикле. Однако здесь следует иметь в виду, что для пересчета отражаемости в интенсивность осадков использовалось уравнение

$$Z = 200R^{1,6},$$

которое получено для районов Северной Америки [20]. С учетом возможных различий в характеристиках облаков в

Индии и Северной Америке оценки интенсивности осадков для Индии носят ориентировочный характер.

6. Сравнение скорости увеличения отражаемости для облаков после воздействий и в естественном цикле развития

Скорость увеличения отражаемости может также являться индикатором результата воздействий. Здесь для анализа мы использовали те же случаи, что и выше. Скорость увеличения отражаемости вычислялась следующим образом. Рассматривались два сканирования после появления радиоэха. Из них выбиралось максимальное значение Z . Принималось, что отражаемость облака была равна 0 до момента появления радиоэха. Вычислялась соответствующая скорость увеличения Z в $\text{мм}^6/\text{м}^3 \cdot \text{мин}^{-1}$ для каждого случая (облака).

Основные статистические характеристики представлены в таблице. Получено, что скорость увеличения Z находилась в пределах от 10 до 8400 $\text{мм}^6/\text{м}^3 \cdot \text{мин}^{-1}$. Значения среднего и медианы оказались больше для облаков после воздействий по сравнению с соответствующими значениями для облаков в естественном цикле развития. Отношение $(Z/t)_{\text{AB}}/(Z/t)_{\text{без AB}}$ равно 1,8 для среднего и 1,4 для медианы.

В 30% случаев для облаков после воздействий $Z/t > 2500 \text{ мм}^6/\text{м}^3 \cdot \text{мин}^{-1}$ (34 dBZ/мин), в то же время такая скорость увеличения отражаемости наблюдалась только в 3% случаев облаков, развивающихся в естественном цикле. На рис. 2 представлены гистограмма распределения параметра Z/t для двух групп облаков и результаты формального статистического сравнения двух групп с помощью t -теста. Видно, что Z/t меньше 1000 $\text{мм}^6/\text{м}^3 \cdot \text{мин}^{-1}$ в большинстве случаев для обеих групп. Наибольшие различия между группами проявляются в наличии больших значений Z/t для облаков после воздействий по сравнению с облаками, развивающимися в естественном цикле. Статистические

характеристики групп также заметно различаются, в облаках после воздействий отражаемость возрастает с большей скоростью. Различия между средними в группах значимы, вычисления значения t показали, что оно равно 2,3 с уровнем значимости $P = 0,023$.

7. Сравнение полученных результатов с результатами ранее выполненных исследований

Две группы облаков Cu cong (после воздействий кристаллизующим реагентом и без воздействий) были исследованы с помощью оборудованного самолета в России [6, 7]. Измерялись: влажность, разность температур в облаке и окружающем воздухе, напряженность электрического поля, а также изменения высоты верхней границы. Эти характеристики осреднялись для интервалов времени 3 мин от момента воздействия (облака после воздействий) до полного разрушения облака и каждые 3 минуты после первого пересечения (облака в естественном цикле развития) также до полного разрушения облака. Пересечения облаков самолетом выполнялись в их верхней части.

В период с 7-й по 12-ю минуту после воздействия имело место существенное увеличение напряженности электрического поля. Это увеличение являлось следствием разделения зарядов из-за появления осадков. Некоторое увеличение температуры внутри облака, которое отмечалось на 12-й минуте, может быть обусловлено выделением скрытой теплоты кристаллизации. Таким образом, эти результаты показали, что значительные изменения в облаках, подвергнутых воздействиям, имеют место на 7 – 12-й минутах развития.

Можно утверждать, что отмеченные выше исследования и представляемые в настоящей статье дают весьма близкие результаты, указывая на то, что интервал 6 – 18 мин после воздействия – тот промежуток времени, когда

отмечаются существенные изменения в характеристиках облака после воздействий, в частности, формируются частицы осадков.

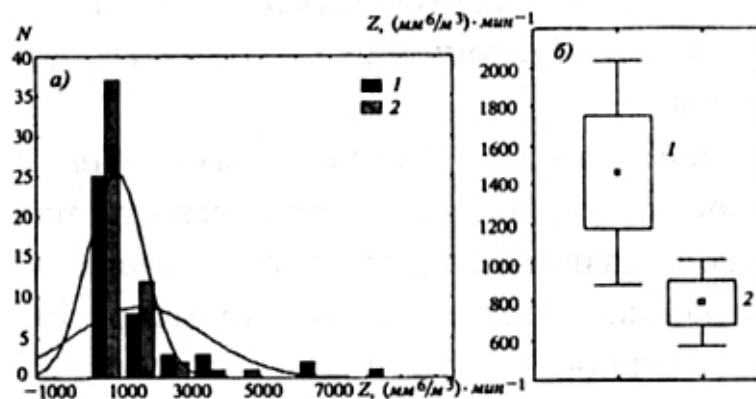


Рис. 2. То же, что на рис. 1, для скорости увеличения отражаемости Z/t .

Результаты, полученные в Индии, также весьма близки к тем результатам, которые были получены WMI в Канаде при изучении континентальных конвективных облаков. Был выполнен анализ результатов измерений характеристик облаков, полученных с помощью радиолокатора C-band ($\lambda = 5,4$ см) с использованием программного пакета TITAN. Анализировались результаты измерений характеристик 160 облаков, подвергнутых воздействию, и 1167 облаков, развивающихся естественным путем. Работы выполнялись в течение 82 дней с воздействиями летом 2001 и 2002 гг. в провинции Альберта [19]. Выбор облаков проводился объективным способом, он осуществлялся строго в зависимости от их местоположения и без какого-либо субъективного решения пилота. Высота верхней границы исследованных облаков находилась в пределах 7,5-11,5 км.

Результаты этого анализа показали, что облака после воздействия имели большую (на 50%) среднюю продолжительность осадков, большую среднюю интенсивность осадков (на 29%) и имели большее значение среднего суммарного пространственно-временного количества осадков (на 54%). Было получено статистически значимое утверждение о том, что можно отвергнуть нулевую гипотезу об отсутствии эффекта при рассмотрении полного объема осадков из облака. Полученные результаты подтверждают утверждение о том, что воздействия привели к увеличению количества осадков. Эффект воздействия оценивался как увеличение среднего суммарного пространственно-временного количества осадков в 2,2 раза с уровнем значимости 95%.

Полученные в настоящей статье результаты также хорошо согласуются с экспериментальными данными Крауса и др. [18], Бруинджиза и др. [9] и результатами моделирования, полученными Хьюдаком и Листом [16], показавшими увеличение в эффективности формирования осадков вследствие воздействий на континентальные облака в районе Бетелем (Южная Африка). Эти данные также соответствуют результатам Инглиш и Марвитц [14], полученным в Альберте. Они показали, что воздействия с помощью AgI приводят к генерации ледяных частиц таким образом, что это обеспечивает вначале формирование осадков, а затем увеличивается время выпадения осадков. Результаты Хастона и др. [17], Денниса и др. [12] указывают на то, что воздействия ускоряют формирование осадков из облаков, развивающихся в районе Высоких Долин (США). Исследования, выполненные с помощью численной модели [15], показали увеличение наземных осадков. Представленный анализ поддерживает гипотезу о том, что воздействия с помощью AgI ускоряют процесс формирования осадков в цикле развития облака, и облака, будучи подвергнуты воздействию, оказываются более эффективными в превращении водяного пара в осадки.

8. Выводы

Компания WMI проводила воздействия на облака в провинциях Махараштра и Андхра Прадеш в Центральной Индии. Основной целью воздействий было увеличение количества осадков во время муссонного периода из облаков Cu. Был выполнен физический анализ изменений характеристик облаков, полученных радиолокационным методом, и представлены статистические оценки результатов воздействия.

Сравнение 42 облаков, подвергнутых воздействию, с 53 облаками, развивающимися в естественном цикле, показало, что облака после воздействий имеют большую отражаемость (т. е. большую интенсивность осадков) и формируют осадки быстрее, чем располагающиеся вблизи облака в естественном цикле развития (на это указывает большая скорость роста радиолокационной отражаемости). Различия в характеристиках двух групп облаков оказались статистически значимы, и оба эти результата соответствуют гипотезе об увеличении осадков в результате воздействий, а также результатам работ, опубликованных ранее в научной литературе.

Следует отметить, что в настоящем исследовании облака не выбирались случайным способом и, безусловно, существует некоторая тенденция к тому, что пилоты всегда старались выбирать наиболее развитые («лучше выглядевшие») облака для воздействий. Тем не менее важен тот факт, что облака после воздействий имеют значительно большую отражаемость, т. е. интенсивность осадков, а также существует измеряемая положительная разность в характеристиках между облаками, подвергнутыми воздействию и находящимися в естественном цикле развития. Для будущих экспериментов можно порекомендовать проведение исследований, подтверждающих полученный результат путем выполнения правильной статистической

процедуры, где облака должны выбираться случайным способом.

Литература

1. Беляев В. П., Зацепина Л. П., Зимин Б. И. и др. Экспериментальные исследования реакции тропических конвективных облаков на засев аэрозолями йодистого серебра. /В сб.: Активные воздействия на гидрометеорологические процессы. Труды Всесоюзной конференции. - Л., Гидрометеоздат, 1990, с. 205-209.
2. Беляев В. П., Петров В. В., Перес К. и др. Результаты самолетных исследований засеянных и контрольных облаков в опытах по искусственному регулированию осадков на Кубе. - Труды ЦАО, 1992, вып. 177, № 1, с. 62-80.
3. Бирюлев Г. П., Зимин Б. И., Мельничук Ю. В. и др. Руководящий документ. Методические указания. Проведение работ по искусственному увеличению атмосферных осадков самолетными методами. - СПб, Гидрометеоздат, 2002, 31 с.
4. Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С. Физика водных и других атмосферных аэрозолей. – СПб, Изд-во СПбГУ, 1998, 321 с.
5. Лесков Б. Н. Результаты воздействий на облака холодного периода года с целью увеличения осадков.- Труды УкрНИИ, 1978, вып. 163, с. 5-14.
6. Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А. Электризация конвективных облаков на северо-западе России. - Метеорология и гидрология, 1997, № 6, с. 73-80.
7. Синькевич А, А. Конвективные облака северо-запада России. - Л., Гидрометеоздат. 2001, 106 с.
8. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. - Л., Гидрометеоздат, 1964, 351 с.

9. Brientjes R. T., Heymsfield A. J., and Krauss T. W. An examination of double-plate ice crystals and the initiation of precipitation in continental cumulus clouds. -J. Atmos. Sci., 1987, vol. 44, No. 9, pp. 1331-1349.
10. Buikov M. V., Kornienko E. E., Leskov B. N., et al. Results of field experiments on artificial enhancement of precipitation in the Ukraine. /In: Proc. Fourth WMO Scientific Conference on Weather Modification.-Geneva, 1985, vol. 2, pp. 519-523.
11. Demott P. J, Report to Weather Modification Incorporated on Tests of the Ice Nucleating Ability of Aerosols Produced by New Formulation Pyrotechnics. – Fort Collins, Colorado, Dept. Atmos. Sci., Colorado State Univ. Report, 1999, 11 p.
12. Dennis A. S., Kosciolski A., Cain D. E., et al. Analysis of radar observations of a randomized cloud seeding experiment. – J. Appl. Meteorol., 1975, vol. 14, No. 5, pp. 897-908.
13. Dixon M. and Wiener G. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting-A radar-based methodology.- J. Atmos. and Oceanic Technol., 1993, vol, 10, No. 6, pp. 785-797.
14. English M. and Marwitz J. D. A comparison of AgI and CO₂; seeding effects in Alberta cumulus clouds. – J. Appl. Meteorol., 1981, vol. 20, No. 5, pp. 483-495.
15. Farley B. D. Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part III: Simulation of an Alberta hailstorm - Natural and seeded cases. - Appl. Meteorol., 1987, vol. 26, No. 7, pp. 789-812.
16. Hudak D. R. and List R. Precipitation development in natural and seeded cumulus clouds in southern Africa. - J. Appl. Meteorol., 1988, vol. 27, No. 6, pp. 734-756.
17. Huston M. W., Detwiler A. G., Kopp F. J., and Stith J. L. Observations and model simulations of transport and precipitation development in a seeded cumulus congestus

- cloud. - J. Appl. Meteorol., 1991, vol. 30, No. 10, pp. 1389-1406.
18. Krauss T. W., Bruintjes R. T., Verlinde J., and Kahn A. Microphysical and radar observations of seeded and non – seeded continental cumulus clouds. - J. Climate Appl. Meteorol., 1987, vol. 26, pp. 595-606.
 19. Krauss T. W. and Santos J. R. Exploratory analysis of the effect of hail suppression operations on precipitation in Alberta. – Atmos. Res., 2004, vol. 71, pp. 35-50.
 20. Marshall J, S. and Palmer W. M. The distribution of raindrops with size. - J. Meteorol., 1948, No. 5, pp. 165-166.
 21. Mather G. K., Dixon M. J., and DeJager J. M. Assessing the potential for rain augmentation - The Nelspruit randomized convective cloud seeding experiment. - J. Appl. Meteorol., 1996, vol. 35, pp. 1146-1482.
 22. Sinkevich A. A., Kim J. Y., Lee S. W., and Sug A. S. Possibilities of rainfall enhancement experiment and its economic effects over Korea. /In: Seminar on Hydrological Investigations, Korea Water Resources Association, ISBN, 2001, vol. I, pp. 152-157.
 23. Sinkevich A. A., Kim J. Y., Suh A. S., and Chung H. S. Losses in the Korean economy due to lack of routine cloud seeding. - Korean Meteorol. Soc, 2001, vol. 37, No. 3, pp. 283-294.
 24. Valdez M., Martinez D., Perez C, et al. Results of field experiments on artificial rain enhancement by convective cloud seeding over Cuba. /In: Proc. 6th WMO Sci. Conference on Weather Modification. - Geneva, WMO, 1994, pp. 375-378.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. А. Довгалоук, А. А. Синькевич, В. Д. Степаненко. 50 лет отделу физики облаков – исследования по физике облаков и активным воздействиям

Теоретические исследования по физике конвективных облаков

Б.Ш. Бериташвили, Ю.А. Довгалоук. Влияние теплоты фазовых превращений на скорость диффузионных процессов в капельных облаках

Опубликовано: Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1966. Т. II, №9. С. 997 – 999.

Гирс С.П. Влияние электрических характеристик атмосферы на начальную стадию заряжения конвективных облаков

Опубликовано: Труды ГГО, 1971. Вып. 262. С. 179 – 184.

Клинго В.В., Шлыков В.В. Теоретический расчет гомогенной кристаллизации переохлажденных водяных капель, находящихся в постоянном однородном электрическом поле

Опубликовано: Труды ГГО, 1979. Вып. 420. С. 15 – 25.

Прогноз развития конвективных облаков

Шишкин Н.С. О прогнозе гроз и ливней по методу слоя

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 1957, №8, с. 14 – 20.

Будилова Е.П., Ленишин В.Т. О краткосрочном прогнозе «ливневого положения» по данным вертикального зондирования атмосферы

Опубликовано: Труды ГГО, 1973. Вып. 302. С. 62 – 79.

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А. О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений

Опубликовано: Вопросы физики облаков. Облака, осадки и грозное электричество. СПб, Гидрометеоздат, 2004. С. 87 – 97.

Построение и применение численных моделей конвективных облаков

Бекряев В.И., Довгалюк Ю.А., Зинченко А.В. К теории осадкообразования в капельных конвективных облаках

Опубликовано: Труды ГГО, 1975. Вып. 356. С. 33 – 44.

Баранов В.Г., Довгалюк Ю.А., Станкова Е.Н. Полутримерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него

Опубликовано: Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака / Тр. I Всесоюзного симпозиума. Долгопрудный, 20 – 24 мая 1984 г. – М.: Гидрометеоздат, 1988. С. 35 – 54.

Воробьев Б.М., Парикова Е.Н. Некоторые результаты численного моделирования конвективных облаков по данным радиозондирования атмосферы

Опубликовано: Труды ГГО, 1984. Вып. 482. С. 30 – 34.

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Станкова Е.Н. Численное моделирование конвективных облаков, развивающихся в атмосфере при чрезвычайных ситуациях (взрыв, пожар)

Опубликовано: Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43, №6. С. 792 – 806.

Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Затевахин М.А. К вопросу о разработке трехмерной численной модели осадкообразующего конвективного облака

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Морозов В.Н. О параметризации микрофизических процессов электризации в трехфазной модели конвективного облака

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 2007, №10, с. 42 – 54.

Ю.А.Довгалюк, В.П.Драчева, А.Д.Егоров, Л.Г.Качурин, Ю.Ф.Пономарев, А.А.Синькевич, Е.Н.Станкова, В.Д.Степаненко. Результаты комплексных исследований характеристик мощного кучевого облака после воздействия

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 1997, №11, с. 20 – 29.

Лабораторные исследования по физике облаков

Башкирова Г.М., Молоткова И.А., Никандров В.Я., Першина Т.А. Экспериментальные исследования льдообразующего действия некоторых растворимых в воде ядер конденсации

Опубликовано: Труды ГГО, 1972. Вып. 278. С. 205 – 208.

Бычков Н.В., Громова Т.Н., Сумин Ю.П. Льдообразующие свойства сернистой меди как реагента для воздействия на переохлажденные облака

Опубликовано: Труды ГГО, 1971. Вып. 262. С. 3 – 16.

Сталевич Д.Д., Учеваткина Т.С. Нормы расхода льдообразующих реагентов при искусственном вызывании осадков из конвективных облаков

Опубликовано: Труды ГГО, 1971. Вып. 262. С. 43 – 53.

Довгалюк Ю.А., Власов С.А., Кочемировский А.С., Пивоварова Л.В., Кочемировская Г.Л. О возможности прогнозирования льдообразующей активности реагентов по косвенным данным лабораторных измерений

Опубликовано: Вопросы физики облаков. Облака, осадки и грозовое электричество. СПб, Гидрометеиздат, 2004. С. 253 – 264.

Синькевич А.А., Довгальюк Ю.А., Степаненко В.Д. Результаты теоретических и экспериментальных исследований влияния коронного разряда на электризацию частиц и фазовые переходы воды в облаках (обзор работ ГГО)

Опубликовано: Вопросы физики облаков. Облака, осадки и грозовое электричество. СПб, Гидрометеиздат, 2004. С. 109 – 123.

Довгальюк Ю.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д., Веремей Н.Е., Волков Н.Н., Куров А.Б. Состояние и перспективы развития лабораторного комплекса ГГО для исследований в области физики облаков и активных воздействий

Экспериментальные исследования облаков

Синькевич А.А. Исследование термических характеристик мощных кучевых облаков с помощью ИК-радиометра

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 1984, №1, с. 40 – 46.

Бегалишвили Н.А., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А., Степаненко В.Д. Самолет-лаборатория Як-40

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 1993, №4, с. 102 – 108.

Веремей Н.Е., Довгальюк Ю.А., Савченко И.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д. Исследование возможности радиолокационного обнаружения облаков, образующихся в атмосфере при авариях на АЭС

Опубликовано: Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35, №4. С. 523 – 530.

Сумин Ю.П. Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака

Опубликовано: Труды ГГО, 1971. Вып. 262. С. 54 – 69.

В. Ф. Замиралова, Е. В. Оренбургская, Т. Л. Углова. О повторяемости условий, благоприятных для искусственного

вызывания осадков в пожароопасных районах Якутии и Камчатки

Опубликовано: Труды ГГО, 1983. Вып. 469. С. 94 – 101.

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

Распространение аэрозольного реагента в конвективном облаке от вертикально ориентированного источника

Опубликовано: Труды ГГО, 1983. Вып. 469. С. 37 – 41.

Довгалюк Ю.А., Оренбургская Е.В., Пирнач А.М., Паламарчук Л.В., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А. А., Стасенко В.Н., Степаненко В.Д. Анализ результатов работ по воздействию на облака с целью предотвращения осадков в г. Ленинграде (на примере опыта 7 ноября 1988 г.)

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 1998, №2, с. 44 – 53.

Краусс Т.В., Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д. Исследование развития сверхмощного кучево-дождевого облака (провинция Андхра Прадеш, Индия, 28 сентября 2004)

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 2007, №1, с. 30 – 42.

Краус Т.В., Шоу В., Синькевич А.А., Макитов В.С. Воздействия на облака в Индии, физическая и статистическая оценка результатов

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 2006, №7, с. 24 – 34.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. А. Довгалюк, А. А. Синькевич, В. Д. Степаненко. 50 лет отделу физики облаков – исследования по физике облаков и активным воздействиям.....

Теоретические исследования по физике конвективных облаков

Б.Ш. Бериташвили, Ю.А. Довгалюк. Влияние теплоты фазовых превращений на скорость диффузионных процессов в капельных облаках.....

Опубликовано: Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1966. Т. II, №9. С. 997 – 999.

Гирс С.П. Влияние электрических характеристик атмосферы на начальную стадию заряжения конвективных облаков.

Опубликовано: Труды ГГО, 1971. Вып. 262. С. 179 – 184.

Клинго В.В., Шлыков В.В. Теоретический расчет гомогенной кристаллизации переохлажденных водяных капель, находящихся в постоянном однородном электрическом поле.....

Опубликовано: Труды ГГО, 1979. Вып. 420. С. 15 – 25.

Прогноз развития конвективных облаков

Шишкин Н.С. О прогнозе гроз и ливней по методу слоя.....

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 1957, №8, с. 14 – 20.

Будилова Е.П., Леншин В.Т. О краткосрочном прогнозе «ливневого положения» по данным вертикального зондирования атмосферы.

Опубликовано: Труды ГГО, 1973. Вып. 302. С. 62 – 79.

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А. О прогнозе развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений

Опубликовано: Вопросы физики облаков. Облака, осадки и грозовое электричество. СПб, Гидрометеоздат, 2004. С. 87 – 97.

Построение и применение численных моделей конвективных облаков

Бекряев В.И., Довгалюк Ю.А., Зинченко А.В. К теории осадкообразования в капельных конвективных облаках.

Опубликовано: Труды ГГО, 1975. Вып. 356. С. 33 – 44.

Баранов В.Г., Довгальюк Ю.А., Станкова Е.Н. Полуторамерная модель естественной эволюции конвективного облака и воздействий на него.

Опубликовано: Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака / Тр. I Всесоюзного симпозиума. Долгопрудный, 20 – 24 мая 1984 г. – М.: Гидрометеиздат, 1988. С. 35 – 54.

Воробьев Б.М., Парикова Е.Н. Некоторые результаты численного моделирования конвективных облаков по данным радиозондирования атмосферы

Опубликовано: Труды ГГО, 1984. Вып. 482. С. 30 – 34.

Веремей Н.Е., Довгальюк Ю.А., Станкова Е.Н. Численное моделирование конвективных облаков, развивающихся в атмосфере при чрезвычайных ситуациях (взрыв, пожар).

Опубликовано: Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43, №6. С. 792 – 806.

Довгальюк Ю.А., Веремей Н.Е., Затевахин М.А. К вопросу о разработке трехмерной численной модели осадкообразующего конвективного облака

Веремей Н.Е., Довгальюк Ю.А., Морозов В.Н. О параметризации микрофизических процессов электризации в трехфазной модели конвективного облака.....

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 2007, №10, с. 42 – 54.

Ю.А.Довгальюк, В.П.Драчева, А.Д.Егоров, Л.Г.Качурин, Ю.Ф.Пономарев, А.А.Синькевич, Е.Н.Станкова, В.Д.Степаненко. Результаты комплексных исследований характеристик мощного кучевого облака после воздействия

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 1997, №11, с. 20 – 29.

Лабораторные исследования по физике облаков

Башкирова Г.М., Молоткова И.А., Никандров В.Я., Першина Т.А. Экспериментальные исследования льдообразующего действия некоторых растворимых в воде ядер конденсации.

Опубликовано: Труды ГГО, 1972. Вып. 278. С. 205 – 208.

Бычков Н.В., Громова Т.Н., Сумин Ю.П. Льдообразующие свойства сернистой меди как реагента для воздействия на переохлажденные облака.

Опубликовано: Труды ГГО, 1971. Вып. 262. С. 3 – 16.

Сталевич Д.Д., Учеваткина Т.С. Нормы расхода льдообразующих реагентов при искусственном вызывании осадков из конвективных облаков.....

Опубликовано: Труды ГГО, 1971. Вып. 262. С. 43 – 53.

Довгалюк Ю.А., Власов С.А., Кочемировский А.С., Пивоварова Л.В., Кочемировская Г.Л.

О возможности прогнозирования льдообразующей активности реагентов по косвенным данным лабораторных измерений.

Опубликовано: Вопросы физики облаков. Облака, осадки и грозовое электричество. СПб, Гидрометеиздат, 2004. С. 253 – 264.

Синькевич А.А., Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д. Результаты теоретических и экспериментальных исследований влияния коронного разряда на электризацию частиц и фазовые переходы воды в облаках (обзор работ ГГО)

Опубликовано: Вопросы физики облаков. Облака, осадки и грозовое электричество. СПб, Гидрометеиздат, 2004. С. 109 – 123.

Довгалюк Ю.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д., Веремей Н.Е.,

Волков Н.Н., Куров А.Б. Состояние и перспективы развития лабораторного комплекса ГГО для исследований в области физики облаков и активных воздействий

Экспериментальные исследования облаков

Синькевич А.А. Исследование термических характеристик мощных кучевых облаков с помощью ИК-радиометра.

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 1984, №1, с. 40 – 46.

Бегалишвили Н.А., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А.А., Степаненко В.Д. Самолет-лаборатория Як-40.

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 1993, №4, с. 102 – 108.

Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Савченко И.А., Синькевич А.А., Степаненко В.Д. Исследование возможности радиолокационного обнаружения облаков, образующихся в атмосфере при авариях на АЭС

Опубликовано: Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1999. Т. 35, №4. С. 523 – 530.

Сумин Ю.П. Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака.

Опубликовано: Труды ГГО, 1971. Вып. 262. С. 54 – 69.

В. Ф. Замиралова, Е. В. Оренбургская, Т. Л. Углова. О повторяемости условий, благоприятных для искусственного вызывания осадков в пожароопасных районах Якутии и Камчатки

Опубликовано: Труды ГГО, 1983. Вып. 469. С. 94 – 101.

В. В. Клинго, Г. Д. Кудашкин, К. Ш. Файзуллин. Распространение аэрозольного реагента в конвективном облаке от вертикально ориентированного источника

Опубликовано: Труды ГГО, 1983. Вып. 469. С. 37 – 41.

Довгалюк Ю.А., Оренбургская Е.В., Пирнач А.М., Паламарчук Л.В., Пономарев Ю.Ф., Синькевич А. А., Стасенко В.Н., Степаненко В.Д. Анализ результатов работ по воздействию на облака с целью предотвращения осадков в г. Ленинграде (на примере опыта 7 ноября 1988 г.)

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 1998, №2, с. 44 – 53.

Краусс Т.В., Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д. Исследование развития сверхмощного кучево-дождевого облака (провинция Андхра Прадеш, Индия, 28 сентября 2004).....

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 2007, №1, с. 30 – 42.

Краус Т.В., Шоу В., Синькевич А.А., Макитов В.С. Воздействия на облака в Индии, физическая и статистическая оценка результатов

Опубликовано: Метеорология и гидрология, 2006, №7, с. 24 – 34.