# ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск 482

# ФИЗИКА ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

#### Под редакцией

канд. физ.-мат. наук Б. М. ВОРОБЬЕВА канд. физ.-мат. наук Т. Н. ГРОМОВОЙ канд. физ.-мат. наук Ю. А. ДОВГАЛЮК

Ленинград Гидрометеоиздат 1984

#### УДК 551.576+551.509.6

В сборник включены статьи, посвященные исследованиям естественного и искусственного облако- и осадкообразования, экспериментальным и аэроклиматическим исследованиям облаков и осадков, разработке методов активных воздействий на облака.

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

The publication includes papers dealing with studies of natural and artificial cloud and precipitation formation, experimental and aeroclimatic studies of clouds and precipitation, development of techniques for seeding clouds.

The publication is intended for research workers in the field of cloud physics and weather modification.

Главная геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова (ГГО), 1984 г.

# $\frac{1903040000-115}{069(02)-84}$ 41-84(1)



# В.Я.Никандров

# К ВОПРОСУ О РЕГУЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССОВ ЭЛЕКТРИ-ЗАЦИИ В КОНВЕКТИВНОМ ОБЛАКЕ

Вопрос о выборе метода воздействия с целью регулирования процессов электризации в конвективных облаках можно рассматривать в трех направлениях.

1. Снижение степени электризации облака или отдельных его частей на предгрозовой стадии развития (вероятность локальных электрических разрядов внутри облака не исключается). В этом случае электризация на разных стадиях жизни облака может происходить за счет: а) поступления в кучевые облака ионов радиационно-почвенного происхождения (при этом возможно их накопление в подынверсионных слоях Cu hum.); б) вовлечения ионов в облака из атмосферы с последующей адсорбцией положительных ионов на каплях на границе облака Cu cong. , поступления отрицательных ионов в среднюю часть облака и их скопления в этой части /6/; в) генерации и разделения зарядов при эвтектическом замерзании облачных капель, образовавщихся на растворимых ядрах конденсации в зоне с отрицательной температурой; г) электризации вследствие взаимодействия переохлажденных облачных капель и твердых облачных элементов (льдинок), а также при их разрушении (стадия развития Cb calu.).

В данной статье не рассматриваются пути воздействия на электрическое состояние конвективных облаков, находящихся на ранних стадиях развития, хотя такое воздействие и имеет существенное значение, например, для авиации.

2. Ослабление грозовой активности облака путем снижения степени его электризации (стадия развития Св). Необходимо иметь в виду, что электрическое поле в облаке обусловливается наличием в нем и заряженных облачных частиц, и областей скопления частиц, заряженных преимущественно одним знаком. Образование таких областей происходит при участии гравитационных сил, обеспечивающих селективную седиментацию облачных частиц различных размеров и приводящих к разделению зарядов по высоте.

Наряду с этим процессом в облаках на определенной стадии их жизни происходит разрушение облачных элементов. Крупные частицы заряжаются одним знаком, а мелкие, имеющие противоположный знак, уносятся вверх конвективным потоком. В результате возникает пространственное перераспределение зарядов в облаке. Образующиеся объемные заряды могут создавать поля, напряженность и локальная протяженность которых окажутся достаточными для возникновения разрядов – молний. Отсюда следует, что снижение грозовой активности возможно путем искусственного регулирования внутриоблачных процессов, приводящих к образованию элект-

рически взаимодействующих поляризованных объемов облака. В данном случае не требуется добиваться распространения эффекта искусственного воздействия на очень большие объемы грозового облака. Вероятно, будет достаточно производить снижение заряда сравнительно небольших объемов, но с очень высокой концентрацией заряженных частиц.

В связи с этим возникает необходимость в разработке методов дистанционного обнаружения таких объемов для прицельной транспортировки в них реагентов. Это могут быть дистанционные атмосферно-электрические измерения, радиолокационное обнаружение заряженных объемов облака или косвенные методы индикации.

В умеренных широтах в верхней части развитого конвективного облака процессы электризации усиливаются за счет наличия ледяных частии. Ледяные частицы и облачные капли при взаимодействии заряжаются вследствие контактной разности потенциалов /5/. Данное обстоятельство необходимо учитывать при выборе средств воздействия на грозовые облака. В частности, вряд ли целесообразно применение традиционных льдообразующих реагентов AqI и Рв І, вызывающих кристаллизацию значительной части облака, так как это может привести к дополнительной электризации. Для проверки справедливости предположения о влиянии процесса образования ледяной фазы воды на электризацию мошных кучевых облаков были поставлены опыты по искусственному воздействию на них хладореагентами /4/. Оказалось, что интенсивная электризация облака начинается в моменты, следующие за введением в него твердой углекислоты. Примерно за 5 мин облако накапливает заряды, характерные для предгрозового состояния. Таким образом, возможность воздействия на электрическое состояние облаков кристаллизующими реагентами требует дополнительных исследований.

В /5/ рассмотрен метод воздействия, суть которого состоит в изменении химического состава примесей в облачных каплях и тем самым регулировании знака их заряда. В основе метода лежит тот факт, что знак заряда замерзающих капель чистой воды и капель водных растворов некоторых солей различен. Такими солями являются, например, NgCL , MgCL<sub>2</sub> , CgCL<sub>2</sub> , т.е. химические вещества с очень низки-

ми температурами эвтектического замерзания их водных растворов, соответственно -22, -36, -40°С. Кроме того что эти вещества оказывают непосредственное влияние на электризацию облачных элементов, они способствуют уменьшению вероятности замерзания капель, что косвенно также существенно снижает электризацию облака.

3. Предотвращение молниеобразования путем частичного или полного разрушения облака. Из данных аэрологических наблюдений известно, грозовые разряды возникают при переходе облака СЪ из стадии зрелости в стадию диссипации. Расположение носителей электрических зарядов - заряженных облачных элементов и ионов - в этот период таково, что облако представляет собой гигантский диполь с положительным зарядом в верхней части, отрицательным в нижней части и "гнездами" положительных зарядов вблизи нижней границы. В формировании этого диполя важную роль играют также физические процессы в зоне "верхняя кромка облака-надоблачный слой воздуха" /6/. Действительно, в период максимального развития конвекции над облаком формируется компенсирующая циркуляция надоблачного воздуха (как бы зеркальная). поступающего из более высоких и менее влажных слоев тропосферы. Вследствие адиабатического сжатия опускающийся воздух прогревается, что способствует понижению его относительной влажности. В этом случае, согласно /7/,

 $T_1/T_0 = (P_1/P_0)^{0,288}$ 

где T<sub>0</sub> и T<sub>1</sub> – температура данной массы воздуха до и после ее опускания, P<sub>0</sub> и P<sub>1</sub> – давление в данной массе воздуха до и после ее опускания.

Оценки показывают, что для реальных условий относительная влажность воздуха, адиабатически опустившегося к верхней границе облака, которое имеет влажность, близкую к 100%, составляет всего несколько процентов. Таким образом, в переходном слое "облако – надоблачный слой" создаются условия, близкие к так называемому влажностному вакууму (предельный дефицит влажности). В результате облачные частицы, попадающие в такие условия, интенсивно испаряются. Скорость испарения жидкости (в нашем случае капли воды) зависит от внешнего давления и направления движения в газообразной среде над свободной поверхностью жидкости. При соответствующих условиях процесс испарения может оказаться настолько интенсивным, что жидкость в капле начнет ки-

петь, т.е. испарение будет происходить не только с поверхности, но и изнутри капли. При совпадении температуры кипения и температуры замерзания капля в результате возникшего высокого внутреннего давления обычно деформируется и нередко разрушается. Это разрушение сопровождается электризацией образующихся частиц – осколков и облачных частиц, от которых они оторвались. Осколки, как правило, имеют заряд, противоположный по знаку заряду капли-основы, что подтверждается результатами лабораторных опытов /8/.

Давление в пузырьке пара внутри капли

 $P = P_0 + pgh + P_{KD}$ ,

где  $\rho gh$  - гидростатическое давление;  $P_{\rm kp} = 26 / r$  - дополнительное давление, связанное с кривизной; r - радиус пузырька пара; h - расстояние от его центра до поверхности жидкости;  $\rho$  и 6 - плотность и поверхностное натяжение /7/.

Кипение начинается при условии

 $P_{\pi} \ge P_0 + \rho g \hbar + 25/r$ ,

где Р<sub>п</sub> – давление насыщенного водяного пара внутри пузырька. Аналогичное явление наблюдается и при разрушении уже замерэших капель. Как показано в /1/, в условиях малых давлений и низких влажностей процесс испарения ледяных частиц протекает путем отрыва не только отдельных молекул воды, но и их агрегатов. Вылетающие микрочастицы и их агрегаты за счет выноса свободных протонов Н<sup>+</sup> из диффузного слоя льдинки заряжаются положительно. Оставшиеся частицы оказываются заряженными отрицательно вследствие избытка свободных ионов OH<sup>-</sup> /6/.

Благоприятные условия для возникновения интенсивного процесса испарения наблюдаются при развитии нисходящих потоков в облаке. Известно, что нисходящие потоки внутри развиваюшегося облака, как правило, не образуются. Но они могут быть искусственно инициированы созданием направленных вниз импульсов скоростей. При этом, как показали опыты /2, 3/, чем интенсивнее развивается облако, тем легче и быстрее можно вызвать в нем искусственные нисходящие движения, приводящие к уменьшению скорости его роста или даже к разрушению.

В Ленинградском институте экспериментальной метеорологии, затем в Институте прикладной геофизики и Центральной

аэрологической обсерватории были исследованы возможности инициирования нисходящих потоков с помощью различных порошкообразных реагентов, практически не влияющих на фазовое состояние облака. Методы воздействия состояли во введении с самолета в растущую вершину облака различных порошков с частицами размером 5-80 мкм (цемент. песок) в количестве нескольких килограммов на одно облако. Разрушение облака начиналось через 7-8 мин после воздействия. Опыт работы названных организаций по регулированию развития конвективных облаков оказался успешным. Следует продолжить исследования с целью изучения возможностей использования метода динамического разрушения облаков Сь , достигших стадии зрелости, для уменьшения вероятности возникновения условий, способствующих электризации облачных частиц. Дальнейшие исследования, касающиеся регулирования электризации конвективного облака, можно вести в следующих направлениях.

Продолжать изучение физических процессов, обусловливающих электризацию облаков. Целесообразно обратить особое внимание на момент начала выпадения осадков в период интенсивной грозовой деятельности и подтвердить или опровергнуть гипотезу о том, что усиление осадков является причиной или следствием молниеобразования.

Разработать методику прогноза состояния облака и окружающей его среды, позволяющую принимать решения о необходимости подготовки к воздействию с целью предотвращения или уменьшения числа грозовых разрядов. Для этого, в частности, необходимо зондирование облачной и надоблачной среды.

Разработать методику объективной оценки результатов воздействия для того, чтобы уметь отличать естественные изменения электрического состояния облака от изменений, вызванных искусственным путем.

Продолжать исследование средств воздействия (искусственные движения, химические реагенты, нейтральные и заряженные частицы порошков и т.п.) с целью объяснения природы их влияния на процессы облако- и осадкообразования и электризацию облаков и выбора места воздействия.

#### Список литературы

1. В ейнберг Б.П. Снег, иней, град, лед и ледники. – Л.: Гидрометеоиздат, 1936, с. 5-8.

2. Вульфсон Н.И., Левин Л.Н., Черепкова Е.П. Разрушение кучевых облаков нисходящими струями. - В кн.: Труды УШ Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. - Л.: Гидрометеоиздат, 1970. с. 22-30.

3. Гайворонский И.И., Зацепина Л.П., Зимин Б.И., Серегин Ю.А. Применение порошкообразных реагентов для воздействия на грозовые облака. – В кн.: Труды УШ Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970, с. 208–212.

4. И мянитов И.М., Колоколов В.П., Соловьев В.А. Изучение атмосферного электричества. – В кн.: ГГО за 50 лет Советской власти. Л.: Гидрометеоиздат, 1967, с. 264-265.

5. Мучник В.М. Физика грозы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974, с. 304-320.

6. Никандров В.Я. Метеорологический аспект электризации конвективного облака. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 41 с.

7. Яворский Б.М., Детлар А.А. Справочник по физике. – М.: Наука, 1974, с. 260–261.

8. Экспериментальные исследования роли замерзания и разрушения облачных элементов в электризации конвективного облака/ Н.Н.Бурчуладзе, Т.Н.Громова, В.Я.Никандров и др. – Труды ГГО, 1982, вып.457, с.141-148.

# Д.Д.Сталевич, Т.С.Учеваткина

# ОБ УРОВНЕ ВВЕДЕНИЯ РЕАГЕНТА ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ НА ОБЛАКА С ЦЕЛЬЮ ПРЕДОТВРАЩЕНИЯ ГРАДА

Воздействие на кучево-дождевые облака льдообразующими реагентами может приводить как к увеличению /3,4,8/, так и к уменьшению осадков /1,5/ на защищаемой территории. К такому выводу приходят исследователи, работающие над проблемой борьбы с градом. В первом случае вывод относится к воздействиям на облака, находящиеся в стадии развития, во втором - к воздействиям на облака, находящиеся в стадии эрелости. Опыты по воздействию на кучево-дождевые облака с целью регулирования осадков также не дают возможности сделать окончательный вывод относительно получаемого эффекта /11/.

В связи с тем что на результат воздействия значительное влияние оказывают динамические характеристики облака (как в момент воздействия, так и в период образования осадков), в настоящей работе была поставлена задача рассмотреть процесс искусственного осадкообразования в кучеводождевом облаке при изменяющемся во времени восходящем потоке.

Большинство случаев выпадения града связано с фронтальными процессами. Над обширной территорией могут развиваться несколько мощных изолированных облаков, каждое из которых состоит из отдельных ячеек. В течение жизни одной индивидуальной ячейки отмечается несколько периодов ее роста продолжительностью 10–15 мин /2/.

На основании этих представлений были выбраны следующие параметры основного потока в рассматриваемом облаке: длительность импульса  $\tau$ , в течение которого вертикальная скорость u внутри облака больше нуля, равна 20 мин; максимальное значение скорости восходящего потока  $u_M$ в течение данного импульса равно 15, 20, 25 м/с.

Предполагалось, что максимальное значение скорости достигается к моменту времени  $\tau/2$ . При этом развитие восходящих потоков и их затухание в облаке по длительности считались одинаковыми. Предполагалось также, что в облаке импульсы одной и той же продолжительности следуют один за другим. Время введения реагента от начала развития импульса  $t_3$  предполагалось равным 0, 5, 7, 10, 15 мин. Уровни введения реагента H<sub>2</sub> были приняты равными 3,3; 4,0;

5,0; 6,0; 7,0 км над основанием облака. Значения параметров, характеризующих как микрофизику, так и динамику кучево-дождевого облака, были выбраны в соответстии с экспериментальными данными, полученными на ЕТС /6,7,10, 13/.

Расчеты производились для облака со следующими параметрами: мощность 12 км; нижняя граница находится на высоте 1200 м над уровнем земной поверхности; температура на нижней границе T<sub>0</sub> = +14°C; градиент температуры внутри облака равен влажноадиабатическому. Профиль водности рассчитывался для условий влажноадиабатического подъема воздуха с начального уровня, где Po = 900 гПа и To = +14°C; распределение капель по размерам рассчитывалось в соответствии с формулой Хргиана-Мазина; коэффициент диффузии находился как функция изменяющихся с высотой температуры и давления: абсолютное пересыщение определялось как функция температуры на соответствующем уровне облака. В качестве реагента рассматривалось льдообразующее вещество ( Ag I или PbI2). Форма ледяных частиц предполагалась сферической, их плотность - постоянной и равной 0,9 г/см<sup>3</sup>.

Для решения рассматриваемой задачи использовалась одномерная стационарная модель облака, развитая в работах Н.С. Шишкина и его сотрудников /12,15/. Расчет основан на следующих физических представлениях. При введении льдообразующего реагента в облако происходит образование ледяных частиц ралиусом  $10^{-2}$  – 1 мкм. Если они попадают на уровень с температурой -6°С и ниже, они проявляют свою льдообразующую активность и происходит быстрая перегонка водяного пара с капель на кристаллы за счет разности давлений насыщенного пара над ними. Сублимационный рост на частицах реагента идет до тех пор, пока размер частиц не достигнет примерно 15 мкм. Затем он уменьшается, и начинает преоб+ ладать гравитационная коагуляция. При достижении частицами радиуса R = 100 мкм их рост определяется уже в основном гравитационной коагуляцией. Подобная схема используется также для расчета частиц града, зародившихся естественным путем на высотах На в кучево-дождевых облаках.

Для решения дифференциальных уравнений был использован метод Рунге-Кутта. В результате последовательного расчета определялось перемещение растущей ледяной частицы в облаке. Расчет траектории частицы при R  $\leq$  100 мкм производился с шагом  $\Delta R = 2$  мкм, а при R > 100 мкм - с шагом  $\Delta R = 50$  мкм. Скорость падения для частиц с R  $\leq$  100 мкм рассчитывалась по формуле Стокса с учетом коэффициента

сопротивления среды, а для частиц с R > 100 мкм – по формуле Крастанова-Шмидта с поправкой на высоту (учитывалось влияние плотности воздуха). В итоге расчета установлены размеры  $R_{\rm K}$ , которых достигают градины при выпадении из облака. Параллельно выполнен расчет времени роста частицы tот момента введения реагента в облако до момента выпадения градины из облака.

На рис. 1 и 2 приведены примеры расчета роста и перемещения ледяных частиц, которые зарождались на высоте  $H_3 = 4$  км в различные моменты развития импульса восходящего потока с  $\mathcal{U}_M = 20$  м/с. В таблицу сведены результаты расчетов для импульсного развития облака с  $\mathcal{U}_M =$ = 15 м/с. На основании анализа выполненных расчетов можно сделать следующие выводы.





Рис.2. Изменение во времени положения растущих ледяных частиц, введенных в облако в различные моменты развития импульса скорости восходящего потока ( $H_3 = 4$  км, T = 20 мин,  $u_M = 20$  м/с).

Ż

Таблица Размеры градин, время их роста и высота подъема над уровнем введения реагента в зависимости от уровня и момента зарождения града

<b>t<sub>3</sub> мин</b>	Параметр	Нз км				
		3,3	4,0	5,0	6,0	
1	2	3	4	5	6	
· 0	R <sub>K</sub> MM	19,0	15,8	17,6	20,0	
	t <sub>к</sub> мин	14,5	14,0	15,0	15,3	
	ΔН км	0,4	0,4	0,4	0,3	
5	R <sub>к</sub> мм	16,5	17,5	18,8	18,4	

	a di sua ana		[1]	родолжени	е таблицы
1	- 11 <b>- 12</b> - 11	3	4	5	<sup>2</sup>
5	t к мин	13,4	13,6	14,2	15,3
	<b>ДН к</b> м	3,5	3,3	3,3	3,5
10	R <sub>к</sub> мм	11,5	11,9	13,2	14,2
	t <sub>к</sub> мин	11,4	11,8	12,5	14,0
	ΔН км	3,4	3,2	3,3	3,3
15	R <sub>к</sub> мм	5,8	8,7	9,1	11,8
	t к <sup>мин</sup>	14,2	14,6	14,6	15,0
	ΔН км	0,8	0,8	0,8	0,8

Высота подъема частиц  $\Delta$  Н над уровнем их зарождения определяется в первую очередь тем, в какой момент развития восходящих токов  $t_3$  зарождается град. В период максимума восходящих потоков при  $u_M = 20$  м/с частицы поднимаются восходящими токами на 4-5 км выше уровня зарождения, при  $u_M = 15$  м/с – на 3-3,5 км. Градины, образующиеся в начале или в конце развития импульса скорости, поднимаются над уровнем зарождения значительно меньше:

 $\Delta H = 1,2 \dots 1,5$  км при  $u_M = 20$  м/с и  $\Delta H = 0,8$  км при  $u_M = 15$  м/с.

Размеры частиц града определяются не только высотой подъема, но и продолжительностью пребывания градин в облаке. Последняя зависит от восходящих потоков в период роста града. Когда градина растет при усилении восходящих потоков, то время ее роста в облаке наибольшее: так, если  $t_3 = 0$  мин, то  $t_{\rm K} = 18$  мин, а конечный размер градины  ${\rm R}_{\rm K} = 2,3$  см. Если  $t_3 = 10$  мин, то градина растет при ослаблении восходящих потоков, и  $t_{\rm K} = 13$  мин, а  ${\rm R}_{\rm K} = 1,5$  см. Происходит так несмотря на то, что высота подъема градин во втором случае почти в три раза больше, чем в первом.

Проведенные теоретические расчеты роста и перемещения града под действием изменяющихся во времени скорости восходящего потока и и скорости падения градин V дают возможность построить высотно-временное распределение скоростей гидрометеоров W в градовом облаке.

В построение высотно-временной картины вошли расчеты скоростей перемещения частиц града, которые отличались друг от друга уровнем Н<sub>2</sub> и временем  $t_3$  зарождения.

Поскольку наиболее вероятно образование града при температурах  $T = -6 \dots -22^{\circ}C$ , уровни зарождения града были выбраны соответственно  $H_3 = 3,3 \dots 6,0$  км. Время зарождения града  $t_3$  было отнесено к различным моментам в развитии импульса скорости восходящего потока, а именно = 0,5,7,10, 15 мин. Таким образом, расчетом охватывался наиболее вероятный диапазон условий образования града как по высоте, так и по времени.



Рис.3. Высотно-временное распределение скоростей гидрометеоров в градовом облаке в фиксированные моменты времени t: а – 6 мин, б – 8, в – 10, г – 12, д – 14, е – 16, ж – 18, з – 20; 1 – линии равных высот зарождения града, 2 – линии одинакового времени зарождения града, 3 – спектр скоростей гидрометеоров, полученный с помощью радиолокационно-оптической системы /14/. На рис. З система изолиний охватывает область с различными значениями скростей движения гидрометеоров. Такие спектры относятся к фиксированным моментам времени через каждые 2 мин после начала развития импульса. Для удобства изложения совокупности градин, зародившихся в один и тот же момент времени  $t_3$ , равный 0,5,7,10,15 мин, будем называть соответственно группами I, П<sub>4</sub>Ш, 1У, У. При этом примем, что восходящие скорости градин имеют положительный знак, нисходящие – отрицательный.

Проанализируем результаты расчетов, представленные на рис. З. В первые 8 мин происходит увеличение скорости восходящих движений гидрометеоров приблизительно до 15 м/с. Среднее время подъема частиц независимо от уровня, на котором они зародились, составляет около 6-7 мин. К моменту времени t = 10 мин в спектре скоростей образуется область, в которой наряду со скоростями восходящих движений гидрометеоров в группах Ш и 1У отмечаются также сопоставимые с ними по величине скорости нисходящих движений частиц в группах I и П. Такую ситуацию можно определить как состояние некоторого равновесия, а область – как зону накопления. Располагается эта зона на высотах от 5 до 8км.

По высотному расположению гидрометеоров видно, что первыми, через 14 мин, из облака выпадают градины группы 1. Через 18 мин за ними следуют градины группы П, 20 мин – группы Ш, 21 мин – группы 1У. Градины группы У, возникшие в момент, когда уже выпадают градины группы I ( $t_3 = 15$  мин) и растушие в период ослабления восходящего потока, при выпадении из облака имеют сравнительно небольшие размеры Р<sub>к</sub> < 0,7 см. При положении нулевой изотермы на высоте 3 км градины такого размера тают, превращаясь в капли дождя. Таким образом, общая продолжительность выпадения града составляет около 7 мин.

Расчеты роста гидрометеоров показывают, что градины разных групп имеют неодинаковые размеры при своем выпадении из облака, поскольку их развитие происходит в различных динамических условиях:

Группа	I	Π	Ш	1У
R <sub>к</sub> (см)	3,0	3,5	3,2	2,5
	· .		1. 1. 1994	

Градины максимального размера отмечаются через 3-4 мин после начала выпадения града.

Чтобы оценить правильность теоретического подхода к описанию процессов градообразования в мощной градовой ячейке, результаты численного эксперимента были сопоставлены с наблюдениями, проведенными с помощью радиолокационно-оптической системы. В работе /14/ представлены результаты экспериментального изучения движений гидрометеоров в облаках с помощью импульсно-когерентных радиолокаторов (ИКР) и оптических систем спектрального анализа. В серии рисунков представлено высотно-временное распределение скоростей частиц в грозо-градовом облаке 10 июля 1976 г. В объеме, вырезаемом вертикально направленным радиолучом, выявлялось изменение скорости частиц по высоте. Изменение скоростей гидрометеоров во времени прослеживалось благодаря последовательным снимкам, сделанным с помощью оптического анализатора спектра через каждые 2 мин.

В настоящей работе результаты радиолокационных наблюдений нанесены на рис.3 в виде пятен. Расчетные и радиолокационные данные о спектре скоростей совмещены в момент

t = 4 мин, когда ИКР может отметить появление в облаке частиц, выросших до размера  $R \approx 10^{-2}$  см. Как видно из рис.3, по радиолокационным наблюдениям в первые 8 мин происходит увеличение восходящих скоростей частиц до значений W = 12 м/с. Подобный вывод сделан и на основании данных численного расчета.

В период t = 10...12 мин в спектре скоростей наличие одинаковых значений скоростей восходящих и нисходящих движений гидрометеоров отмечается радиолокационными наблюдениями и подтверждается теоретическими расчетами. В последующие моменты времени, согласно наблюдениям, происходит опускание основной массы гидрометеоров со скоростями примерно 20 м/с. Расчеты показали несколько бо́льшие значения скоростей падения (до 26 м/с). Такая разница объясняется тем, что теоретически рассматривались процессы градообразования в более мощном облаке, поэтому зарождение гидрометеоров происходило и на более высоких уровнях.

Появление града отмечалось через 11-12 мин после начала фиксации локатором движущихся вверх гидрометеоров. Учитывая, что начальный период роста градовых частиц (R ≈ ≈10<sup>-2</sup> см), которые еще не обнаруживает локатор, составляет в среднем около 4 мин, можно считать, что град выпадал через 15-16 мин после зарождения первых градин. Это вре-

мя также вполне согласуется с полученным в численном расчете ( t = 14 мин).

Продолжительность града, отмеченная наблюдениями, составляла около 5 мин, что близко к теоретически рассчитанной (7 мин). Большие значения продолжительности града в расчете связаны с большей мощностью моделируемого облака.

При наблюдениях было установлено, что в процессе выпадения града размеры градин сначала увеличивались от 3 см до 3,5 см, затем уменьшались до 2 см. После окончания града отмечались жидкие осадки. Данные наблюдений достаточно хорошо подтверждают результаты расчета размеров градин.

Таким образом, сопоставление данных численного расчета и натурных экспериментов показывает, что в теоретической модели, использованной в настоящей работе, достаточно правильно выявляются основные особенности процесса градообразования, выраженные в трансформации спектра скоростей гидрометеоров.

Полученные результаты позволяют сделать следующий практический вывод. При выборе уровня введения реагента необходимо учитывать динамику развития градовых ячеек. Если воздействие льдообразующим реагентом производится на стадии развития восходящих потоков в облаке, то частицы реагента, поднимаясь восходящими потоками на 3-3,5 км выше уровня введения, превращаются там в конкурентоспособные искусственные зародыши града. По иному действует реагент, введенный в более поздний момент, когда интенсивно идет процесс осадкообразования. Как показывает расчет, скорость перемещения града в этот момент достигает значений 20 м/с и более. Такой мощный поток гасит процесс развития восходящих движений в облаке, и последний восстанавливается вновь только после ослабления града, продолжительность которого составляет около 5 мин. Зародившиеся в этот момент естественные градины (град У группы) имеют незначительную восходящую ветвь в своей траектории и поднимаются в среднем на 1 км. Град, зародившийся на высотах менее 4 км. не вырастает до больших размеров и при выпадении из облака успевает растаять, превратившись в капли дождя. В виде града выпадают только те частицы группы У, которые зарождаются на более высоких уровнях (6-7 км).

В связи с вышесказанным частицы реагента, введенные на уровни ниже H<sub>3</sub> = 4 км, не достигают тех высот, где может в данный момент развития ячейки образовываться естественный град. Поэтому они не могут стать конкурирующими в

Ленинградо Гъдромотеорологоческая им-т БИБЛИСТЕТА

процессе роста естественного града. Отсюда вытекает вывод, что введение реагента в период начавшегося выпадения града на высоту менее 4 км над нижней границей облака (или менее 5,5 км над уровнем земли) практически бесполезно. Некоторое подтверждение этому выводу можно найти в работе /9/. В ней было показано, что в ряде случаев градозащиты химический анализ проб осадков и града устанавливал наличие льдообразующего реагента в осадках и его отсутствие в граде. По-видимому, этот факт свидетельствует о том, что реагент не поднимался на большие высоты, а вымывался осадками, которые выпадали вслед за градом.

Таким образом, при воздействии на облако в период начавшегося выпадения града реагент следует вводить на уровень 6-7 км, а в период активного развития восходящих потоков – на более низкие уровни.

Для установления момента воздействия и уровня введения реагента могут быть использованы импульсно-когерентные радиолокаторы, позволяющие оценить стадию развития осадков внутри облака.

#### Список литературы

1. А бшаев М.Т., Климовская Л.П. О влиянии противоградовых работ на интенсивность и количество осадков. – Труды ВГИ, 1976, вып.33, с.123-130.

2. Бибилашвили Н.Ш., Бурцев И.И., Серегин Ю.А. Руководство по организации и проведению противоградовых работ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 168 с.

3. Вычужанина М.В., Гайворонский И.И. Изменение режима жидких осадков при искусственных воздействиях на градовые процессы. – Труды ЦАО, 1976, вып.104, с.64-69.

4. В л и я н и е проведения противоградовых работ на количество выпавших осадков /Г.К.Сулаквелидзе, Л.И.Бротгантель, Н.О.Климовская, М.Е.Салуквадзе. – Метеорология и гидрология, 1973, №3, с.98.

5. Гайворонский И.И., Зимйн Б.И. О структуре конвективных облаков и процессах выпадения из них осадков при воздействиях с помощью льдообразующих аэрозолей. – Труды ЦАО, 1978, вып.132, с.32-49.

6. Гайворонский И.И., Диневич Л.А., Хрустицкая И.А. Некоторые результаты исследований градовых процессов. - Труды ЦАО, 1976, вып.104, с.24-39. 7.3 и м и н Б.И. О связи грозовой активности облаков с их параметрами, определяемыми по данным радиолокационных и плювиографических измерений. – Труды ШАО, 1978, вып.132, с.50–55.

8. И з м е р е н и е осадков над защищаемой от града территорией /Л.А.Диневич, А.В.Кондратова, М.П.Леонов и др. - Трупы ЦАО. 1980, вып.142, с.37-45.

9. И сследование содержания иода в атмосферных осадках в районе проведения противоградовых работ и анализ нескольких случаев воздействия с целью градозащиты /Т.Н.Громова, Л.А.Диневич, В.Я.Никандров и др. – Вестник ЛГУ, 1980. Сер. геология и география, вып.2, №12, с.42-47.

10. Канивец А.И., Мучник В.М. Опыт исследования динамики и структуры кучево-дождевых облаков. – Труды УкрНИГМИ, 1976, вып.144, с.104-113.

11. Корниенко Е.Е. Искусственное регулирование летних осадков. - Труды УкрНИГМИ, 1978, вып.163, с.15-18.

12. Об искусственном регулировании процесса образования осадков при воздействиях на облака /Ю.А. Довгалюк, Д.Д.Сталевич, Т.С.Учеваткина, Н.С.Шишкин. – В кн.: Труды УШ Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л.: Гидрометеоиздат, 1970, с.221– 229.

13. Сальман Е.М. Радиолокационные исследования структуры ливней и гроз. - Труды ГГО, 1957, вып.72, с.46-65.

14. Т х а м о к о в Б.Х., С т е п а н е н к о В.Д. Методика и результаты исследования движения гидрометеоров в облаках с помощью радиолокационно-оптической системы. – Труды ГГО, 1978, вып.411, с.13-18.

15. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеоиздат, 1964. – 402 с.

# В.В.Клинго, Б.Ш.Файзулин

# РАСЧЕТ РАСПРОСТРАНЕНИЯ В КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ АЭРОЗОЛЕЙ, ВВЕДЕННЫХ В ПОДОБЛАЧНЫЙ СЛОЙ

Преимущества способа вызывания осадков из конвективных облаков путем введения в подоблачный слой реагентов в виде льдообразующих аэрозолей изложены в /11/. Такое введение осуществляется с помощью аэрозольных генераторов, установленных на легкомоторных самолетах типа Ан-2. Для разработки методики вызывания осадков указанным способом необходимо проведение теоретических исследований распространения реагента в облаке и околооблачном пространстве.

В /4/ была сформулирована диффузионная задача и даны первые результаты численного моделирования распространения реагента. В дальнейших расчетах усовершенствовалось модельное представление облака как среды с заданными характеристиками переноса реагента: составляющими скоростей воздушного потока и коэффициентом турбулентной диффузии.

Настоящая статья должна рассматриваться как итоговое исследование распространения реагента в конвективных облаках в чисто диффузионной постановке задачи (без учета фазовых переходов).

Постановка задачи и метод ее решения

Основные принципы расчета распространения реагента состоят в следующем.

1. Пространственно-временное изменение концентрации частиц льдообразующего реагента описывается уравнением турбулентной диффузии. Декартова система координат жестко связана с движущимся облаком: ось OZ направлена вертикально вверх, ось OX совпадает с направлением геострофического ветра (облако находится выше пограничного слоя атмосферы), ось OУ – перпендикулярна первым двум.

Относительно этой системы координат уравнение турбулентной диффузии имеет обычный вид:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} =$$

$$= \frac{\partial}{\partial x} \left[ K_x \frac{\partial q}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ K_y \frac{\partial q}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right],$$
(1)

где q(x,y,z,t) - средняя концентрация частиц реагента; u, v, W - компоненты скорости воздушного потока;  $K_x$ ,  $K_y$ ,  $K_z$  - диагональные компоненты тензора коэффициента турбулентной диффузии.

2. В начальный момент времени концентрация q равна нулю всюду, кроме области введения реагента, где она имеет заданное значение: Реагент вводится в форме мгновенного линейного источника в направлении оси ОХ на высоте одного пространственного шага по оси ОZ от основания облака. Протяженность источника 2000 м с выходом реагента  $2 \cdot 10^{12}$  частиц на 1 м трассы активного дыма.

3. Задание трех составляющих скорости воздушного потока в облаке осуществлялась с использованием значений скорости восходящего потока в модельном осесимметричном облаке /13/:

(2)

$$W(r,z,t) = W(t)f(z)g(r)$$

Зависимость W от времени взята по /9,10/:

$$W(t) = W_m - \frac{\left[t - \frac{1}{2}T(H)\right]^2}{2P_H}, \quad 2P_H = \frac{1}{4} \frac{T^2(H)}{W_m}, \quad (3)$$

где  $W_m$  – максимальное значение вертикальной скорости, T(H) – период существования облака как функция его мощности.

$$f(z) = \begin{cases} \left(\frac{z}{z_m}\right)^n & npu \quad z_0 \leq z \leq z_m ,\\ \left(1 - \frac{z - z_m}{H - z_m}\right)^n & npu \quad z_m < z \leq H , \end{cases}$$
(4)

 $Z_0$  – уровень над облаком, соответствующий пространственному шагу сетки по оси OZ ;  $Z_m$  – уровень, на котором достигается максимальная скорость вертикального потока в облаке; показатель степени n варьировался.

Для части g (r) были выбраны три вида функций /13/:

$$g_{1}(r) = e^{-a(\frac{r}{R})}, a = 2,35;$$

$$g_{2}(r) = \left[1 - \left(\frac{r}{R}\right)^{2}\right]^{2};$$
(5.1)
(5.2)

21

 $g_{3}(\tau) = 1 - \frac{\tau}{\alpha R}$ ,  $0 \le \tau \le 4/3R$ ,  $\alpha = 0,837,(5.3)$ rge R - радиус облака.

Формулы (5.1) и (5.2) соответствуют модели облака с восходящим потоком по всему его сечению, (5.3) относится к модели облака с восходящим потоком до расстояния 0,837 от оси облака и с компенсирующим нисходящим потоком по краю облака до расстояния 1/3 от его границы.

Горизонтальная составляющая скорости  $\mathcal{V}_{\mathcal{T}}$  определялась из уравнения неразрывности

$$\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{z} \frac{\partial (z v_z)}{\partial z} = 0 .$$
 (6)

Всем точкам, лежащим на периметре квадрата с центром в начале координат, приписывалось значение радиальной скорости на расстоянии, равном половине стороны квадрата. Тогда

$$u = v_{z} \cos \alpha$$
 ,  $v = v_{z} \sin \alpha$  , (7)

где 🗙 - угол в обычных полярных координатах. Значения Ц, V из (7) введены в программу расчета.

4. Изотропный коэффициент диффузии в облаке взят в форме, которая из анализа различных видов коэффициента диффузии /3/ представляется наиболее обоснованной, а именно:

(8)

$$K(\tau,z,t) = C\left[\left(\frac{\partial v_z}{\partial z}\right)^2 + \frac{v_z}{\tau}\frac{\partial v_z}{\partial z} + \left(\frac{\partial v_z}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial w}{\partial \tau}\right)^2 + \frac{\partial w}{\partial \tau}\right]^2 + \frac{\partial w}{\partial \tau}$$

$$+\left(\frac{\partial w}{\partial z}\right)^{2}+2\frac{\partial v_{z}}{\partial z}\frac{\partial w}{\partial z}+\frac{9}{273}\left(\gamma-\gamma_{ba}\right)\right]^{2/2}$$

где  $\tilde{J} - \tilde{J}_{bq}$  – разность между вертикальным градиентом температуры в облаке и влажноадиабатическим. Выражение в квадратных скобках взято из уравнения баланса турбулентной энергии в цилиндрической системе координат для осесимметричного облака /2/. Формула (8), как и все используемые виды для К /5/, содержит "подгоночную" константу С ( $M^2$ ), которая подбирается так, чтобы максимальное значение коэффициента диффузии К<sub>m</sub> равнялось его заданному значению в зависимости от мощности облака. Для рассматриваемых мощностей облаков H = 4000 и H = 2500 м К<sub>m</sub> считался равным соответственно 350 и 200 м<sup>2</sup>/с. 5. Область распространения реагента вне облака подразделялась на три части с характерными для них значениями коэффициента диффузии: пограничный слой атмосферы ( $K_{\chi} = 150$   $^{2}$ /c,  $K_{g} = 75$   $^{2}$ /c,  $K_{z} = 15$   $^{2}$ /c), область конвекции под облаком (270,135,45  $^{M2}$ /c), область, окружающая облако с боковых сторон (120,60,20  $^{M2}$ /c). Значения коэффициента диффузии в указанных областях, в особенности в области конвекции под облаком, должны быть различны для облаков разной мощности. Однако реагент распространяется преимущественно внутри облака, поэтому для единообразия коэффициенты диффузии всех рассматриваемых мощностей облаков будем считать одинаковыми.

6. Восходящий поток со скоростью, возрастающей от поверхности земли и уменьшающейся при приближении к нижней границе облака, занимает 0,24 части общей площади горизонтального сечения под облаком, остальную часть занимает компенсирующий нисходящий поток /4,7/.

В пограничном слое атмосферы профиль горизонтальных составляющих скорости ветра взят в соответствии с теоретической моделью Тейлора /7/ с полным поворотом ветра в пограничном слое на 35° и скоростью геострофического ветра 10 м/с.

7. Нестационарное трехмерное уравнение турбулентной диффузии (1) решалось численно методом покомпонентного расщепления /6/. Условие консервативности разностной схемы было обеспечено выбором операторов по методике, описанной в /8/. Область решения по каждой пространственной переменной подразделялась на 20 шагов. Шаг по времени составлял 9 с, а результаты решения выводились на печать через 5,10 и 15 мин.

#### Результаты расчетов

Пространственно-временное распределение коэффициента турбулентной диффузии в конвективном облаке рассчитано по формуле (8) для трех видов g(7)(5.1) - (5.3) при n = 1,5; 2. Учет термического фактора в развитии турбулентности конвективных облаков осуществлялся через модельное задание разности между температурным градиентом в облаке и влажноадиабатическим градиентом (°C/100 м):

$$\gamma - \gamma_{ba} = 0.05 - \frac{0.1}{H} Z,$$
  
 $\gamma - \gamma_{ba} = 0.20 - \frac{0.4}{H} Z.$ 

(9.1) (9.2)

Такое задание разности  $\gamma - \gamma_{\ell a}$  выражает лишь факт интенсификации турбулентности в нижней части облака и ее постепенное ослабление по мере подъема. На какое-либо строгое количественное обоснование выражения (9.1) и (9.2) претендовать не могут.



Рис.1. Пространственное распределение К в осевом сечении облака в момент времени t = T/2 для различных видов вертикальной скорости и температурной стратификации.

a)  $\mathbf{r} - \mathbf{r}_{\boldsymbol{k}\boldsymbol{\alpha}} = 0;$  6)  $\mathbf{r} - \mathbf{r}_{\boldsymbol{k}\boldsymbol{\alpha}} = 0,05 - \frac{0.1}{H}\mathbf{z};$ 1 - K = 0.8 K<sub>m</sub>; 2 - K = 0.6 K<sub>m</sub>; 3 - K = 0.4 K<sub>m</sub>; 4 - K = 0.2 K<sub>m</sub>. Сплошная линия соответствует случаю  $g_1(\mathbf{r});$ штриховая -  $g_2(\mathbf{r})$ , штрихпунктирная -  $g_3(\mathbf{r});$ во всех случаях n = 1,5. На рис.1 показано пространственное распределение коэффициента диффузии в осевом сечении облака для различных видов  $g(\zeta)$  (5.1) – (5.3), отражающих общие закономерности радиального изменения вертикальной скорости в конвективных облаках. Каждая изолиния соответствует доле значения К от заданного максимального значения  $K_m$  для момента времени t = T/2, когда К наибольщий.

Из рис.1а видно, что распределения К незначительно различаются между собой в случаях  $g_1$  и  $g_2$ , но эти случаи заметно отличны от случая  $g_3$ . Влияние термического фактора в форме (9.1) иллюстрируется на рис.16. Коэффициент диффузии достаточно резко увеличивается в нижней половине облака и уменьшается в верхней. Временная зависимость К, как следует из (2) и (8), совпадает с временной зависимостью вертикальной скорости воздушного потока в облаке.

С увеличением показателя степени  $n \in f(Z)$  (4) коэффициент диффузии уменьшается, ибо происходит более быстрое падение вертикальной скорости при заданном максимальном значении. Термический фактор турбулентности (9.1) и (9.2) превалирует над динамическим как в нижней части облака, давая положительный вклад в коэффициент диффузии, так и в верхней части, где вклад в К отрицательный.

На рис. 2 показано расположение изолиний концентрации частиц реагента в центральных сечениях облака через 10 мин после введения реагента в момент времени T/2 (10 мин с момента образования облака). Из рис.2 следует, что за 10 мин распространения реагента в значительной области верхней части облака формируется концентрация реагента Q, превышающая  $10n^{-1}$ . При сравнении рис.2а и 26 можно видеть,что в плоскости OXZ, в которую был введен реагент, изолинии всех значений концентрации частиц реагента охватывают несколько бо́льшие области, чем в плоскости OYZ. Что касается облака мощностью 2500 м (рис. 2в), то концентрации Q, равные 10 и 100  $n^{-1}$ , охватывают еще более значительные области в верхней части облака за 10 мин распространения реагента, начиная с момента T/2 (10 мин с момента образования облака).

Изменение во времени концентраций частиц реагента, равных 10, 100  $\pi^{-1}$ , показано на примере облака мощностью 4000 м (рис.3). Область с  $\mathbf{9} = 10 \pi^{-1}$  через 15 мин лишь незначительно увеличивается по сравнению с той, которая была через 10 мин. Но область с  $\mathbf{9} = 100 \pi^{-1}$  заметно смещается вверх до самой верхней границы облака, хотя и зани-





 $\left| \cdot \right|$ 



Рис.2. Пространственное расположение изолиний концентрации частиц реагента q через 10 мин после его введения в подоблачный слой для случая  $\mathbf{g}_{\mathbf{n}}(\boldsymbol{\tau})$  при n = 1,5.

а) H = 4000 м, плоскость ОХ**Z**,  $\gamma - \gamma_{ba} = 0, 2 - \frac{0.4}{H}$ **Z**; 6) H = 4000 м, плоскость ОУ**Z**,  $\gamma - \gamma_{ba} = 0, 2 - \frac{0.4}{H}$ **Z**; в) H = 2500 м, плоскость ОХ**Z**,  $\gamma - \gamma_{ba} = 0, 05 - \frac{0.1}{H}$ **Z**. Цифры у линий означают концентрации: 1 - 100 л<sup>-1</sup>, 2 - 10 л<sup>-1</sup>, 3 - 1 л<sup>-1</sup>, 4 - 0, 1 л<sup>-1</sup>, 5 - 0, 01 л<sup>-1</sup>. Сплошной жирной линией (в плоскости ОХ**Z**) и точкой (в плоскости ОУ**Z**) показана докализация источника в начальный момент



времени.

Рис.3. Изменение во времени расположения изолиний концентрации частиц реагента q в среднем сечении облака (плоскость OXZ) мощностью 4000 м для  $g_1(7)$  при n = 1,5 и  $\gamma - \gamma_{60} = 0,2 - \frac{0,4}{H}Z$ .

Штриховая линия означает концентрацию  $q = 100 \text{ n}^{-1}$ , сплошная – 10 л<sup>-1</sup>. Цифры у линий соответствуют различным моментам времени t : 1 - 5 мин, 2 – 10 мин, 3 – 15 мин. Сплошной жирной линией показано положение источника реагента в начальный момент времени. мает сравнительно малую его часть.

#### Выводы

1. С помощью уравнения турбулентной диффузии проведено исследование распространения аэрозольных реагентов в облаке как среде с заданными полями воздушного потока и коэффициента турбулентной диффузии. Варьируемыми параметрами при численном моделировании пространственно-временного изменения концентрации частиц реагента являлись: вертикальная скорость воздушного потока, температурная стратификация,мощность облака. Коэффициент турбулентной диффузии задавался как функция первых двух параметров.

2. Рассчитанные количественные закономерности пространственно-временного изменения концентрации частиц реагента позволяют утверждать, что через 10 мин после введения реагента в подоблачный слой (в форме мгновенного линейного источника длиной 2000 м с выходом реагента 2·10<sup>12</sup> частиц на 1 метр трассы активного дыма) в значительной области верхней части развивающегося мощного кучевого облака концентрация реагента достигает 10 частиц на 1 л. Такие значения концентрации считаются достаточными для искусственного вызывания осадков /12/, если все частицы реагента отождествить с ледяными частицами.

3. Задача о соотношении между концентрациями частип реагента и ледяными частицами в процессе распространения реагента в сколько-нибудь полной модели искусственного осадкообразования требует учета микрофизических процессов в облаке, включая и интенсивность действия механизмов гетерогенной нуклеации в конкретных условиях облачной среды.

Проведенное исследование распространения реагента является необходимой составной частью решения указанной задачи.

#### Список литературы

1. В оробьев Б.М., Парикова Е.Н. Некоторые результаты численного моделирования конвективных облаков по данным радиозондирования атмосферы. - См.наст. сб.

2. К л и н г о В.В. О теоретическом определении коэффициента турбулентной диффузии в конвективных облаках с использованием уравнения баланса турбулентной энергии. – См.наст.сб. 3. К л и н г о В.В. Анализ теоретических выражений для коэффициента турбулентной диффузии в моделях конвективных облаков. – См. наст. сб.

4. Клинго В.В., Кудашкин Г.Д., Файзуллин Б.Ш. Численное моделирование распространения пьдообразующего аэрозоля в мошном кучевом облаке при введении его в подоблачный слой. – Труды ГГО, 1982, вып.457, с. 3-12.

5. Коган Е.Л., Мазин И.П. О влиянии турбулентного переноса облачных капель на формирование микроструктуры облаков и формирование осадков. – Изв. АН СССР ФАО, 1981, т. 17, № 9, с. 946–955.

6. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. – М.: Наука, 1977. –454 с.

7. Матвеев Л.Т. Основы, общей метеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1965. –876 с.

8. Самарский А.А. Теория разностных схем. – М.: Наука, 1977. –654 с.

9. Сулаквелидзе Г.К., Глущкова Н.И., Федченко Л.М. Прогноз града и ливневых осадков.-Л.: Гидрометеоиздат, 1970. -187 с.

10. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеоиздат, 1964. –401 с.

11. Ш и ш к и н Н.С., К у д а ш к и н Г.Д. Результаты работ и перспективы дальнейших исследований по вызыванию локальных осадков с целью тушения лесных пожаров.-В кн.: Тезисы докладов Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям на них. Обнинск, 1979, с. 56-58.

12. D i s p e r s i o π of cloud seeding reagents. — Weather Modification Programme. WMO, Rep. N 14, Geneva, 1980, p. 29.

13. K y l e T. J., S a n d W. R., M u s i l D. G. Fitting measurements of thunderstorm updraft profiles to model profiles. – Mon. Wea. Rev., 1976, vol. 104, N 5, p. 611 - 617.

# Б.М.Воробьев, Е.Н.Парикова

# НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛА-КОВ ПО ДАННЫМ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Решение многих задач в технике связи, радиолокации, тепполокации, 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 мошных 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. Лищь для сильно развитых по вертикали облаков мощностью 6-8 км и более наблюдается тенденция к смещению этого максимума вверх, ближе к предверщинной части облака.



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



Рис.2. Связь максимальной водности (а) и максимальн го перегрева (б) с мощностью конвективного облака.

Численные значения коэффициентов Таблица в уравнениях связи типа  $y_i = a x_i^2 + b x_i + c$ 

Yi	x	K	Коэффици-		
		α	в	С	ент корре- ляции <b>Х</b>
Wm M/C	∆Н кл	-	3,2	2,5	0,92
∆T <sub>m</sub> °C	∆Нкт		0,88	- 0,88	0,70
qm 2/m3	∆Нкм	- 0,06	1,06	0,65	0,84
w m/c	<i>△T</i> <sub>m</sub> °C	-	4,0	3,2	0,94
$\frac{W(\mathbf{Z})}{Wm}$	$\Delta \overline{H}$	- 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:

$$\frac{W_{(\Xi)}}{W_m} = \alpha \left(\frac{z}{\Delta H}\right)^2 + \beta \left(\frac{z}{\Delta H}\right) \quad , \tag{1}$$

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);  $\Delta H$  – вертикальная мощность облака (км); a, b – коэффициенты в уравнении связи, численные значения которых приведены в таблице.

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 мошности 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  $\Delta$  H высок и равен 0,92.

Другой важной внутренней характеристикой конвективного облака является его перегрев по отношению к окружающей среде. Как показали расчеты, максимальный перегрев  $\Delta T_m$ меняется от долей градуса для облаков небольшой вертикальной мошности до 5 °С и более в конвективных облаках мошностью свыше 5 км. Как и в предыдущем случае, имеет место линейная зависимость между максимальным перегревом и вертикальной мощностью облака  $\Delta$  H с коэффициентом корреляции 0,70 (см. рис.26). Такая же линейная связь существует между  $W_m$  и  $\Delta T_m$  при более высоком значений коэффициента корреляции, равном 0,94 (рис.16).

На рис.2а показана связь между максимальным значением водности ( 9 m) конвективного облака и его вертикальной мощностью. Как видно, эта связь не линейная и может быть аппроксимирована квадратичной зависимостью с коэффициентом корреляции 7 = 0,84. Численные значения мак-

симальной водности могут меняться от долей г/м<sup>3</sup> в слабо развитых конвективных облаках до 5 г/м<sup>3</sup> и более в облаках мощностью свыше 5 км. Однако такие значения водности достигаются только за счет процесса конденсации в неадиабатически охлаждающейся конвективной струе. В реальных условиях возможны и большие значения водности 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,

 $\Delta T_m$  и  $q_m$ ) делает возможным их практическое использование.

#### Список литературы

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. В оробьев Б.М. К расчету искусственной кристаллизации мелкокапельных мощных кучевых облаков. – Труды ЛГМИ, 1972, вып.45, с. 108-116.

4. В оробьев 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.: Гидрометеоиздат, 1981. – 312 с.

6. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. –640 с.

7. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. –343 с.

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

О ВОЗМОЖНОСТИ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА КОНВЕКТИВНОЕ ОБЛАКО С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ НЕСТАЦИОНАРНОЙ МОДЕЛИ

Планируемое воздействие на развитие облака является предметом интенсивных экспериментальных и теоретических исследований /4,6,7,8/. В настоящее время можно, по-видимому, выцелить два принципиально различных метода воздействия: 1) на микроструктуру облака, 2) на динамику и термодинамику облака. Первый метод используется чаще, так как он оказался относительно простым и эффективным. Однако благодаря соверщенствованию технических средств воздействия все большее значение приобретает второй метод. Уже имеются данные о регулировании деятельности конвекции с помощью возбуждения нисходящих струй винтом самолета, а также путем изменения термических свойств подстилающей поверхности /3,4/.

Целью данной статьи является исследование возможности численного моделирования воздействия с помощью наземного теплового источника на динамику конвективного облака. Для расчетов использовалась нестационарная полуторамерная модель облака /9,11/.

### Описание модели

Наиболее корректная оценка эффекта воздействия на данном этале исследований может производиться с использованием численной модели облака путем интегрирования системы уравнений термогидродинамики и кинетических уравнений баланса субстанций. Решение указанной системы возможно лишь при ряде упрощений и ограничений, которые определяются целью исследования. Так. при изучении гипродинамического взаимодействия облака с окружающей средой важно учитывать трехмерность физической модели облака: упрошениям подвергается ее микрофизическая часть. Одним из наиболее распространенных приближений является параметризация микрофизических процессов в облаке по схеме Кесспера, полученная обработкой большого эмпирического материала /10/. Данная схема существенно экономит время расчета на ЭВМ микрофизических характеристик облака и при этом удовлетворительно описывает эволюцию спектра облачных элементов в среднем /11/.

При исследовании эволюции спектра облачных частиц решается сложное интегродифференциальное уравнение, с использованием упрощенной, зачастую одномерной модели динамики облака. Дополнительные ограничения на выбираемую модель накладывают требования оперативности выполнения расчетов, что является важнейшим условием использования модели облака для практики активных воздействий.

Конвективное облако в данном численном эксперименте описывается нестационарной струйной полуторамерной моделью, с характеристиками, осредненными по горизонтальному сечению облака. Облако имеет форму цилиндра с постоянным радиусом. Вертикальные движения формируются благодаря неустойчивости атмосферы и выделению скрытой теплоты конденсации. Система уравнений модели включает:

уравнение для вертикальной составляющей скорости восходящего потока W :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -w \frac{\partial W}{\partial Z} - \frac{2\alpha^2}{R} |w| + \frac{2U_R}{R} (w - w_R) +$$

$$+g \left(\frac{T_U - T_{U_R}}{T_{U_R}}\right) - g(Q_I + Q_2) ;$$
(1)
  
уравнение для температуры  $T$  (энергии):
  

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -w \frac{\partial T}{\partial Z} - g_d |w| + \frac{2\alpha^2}{R} |w| (T_R - T) +$$

$$+ \frac{2U_R}{R} (T - T_R) + \frac{L}{C_P} \left(\frac{\delta M}{\delta t}\right)_{k} ;$$
(2)
  
уравнение для отношения смеси водяного пара  $Q$  :

$$\frac{\partial Q}{\partial L} = -w \frac{\partial Q}{\partial z} + \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_g - Q) + \frac{2U_R}{R} (Q - Q_R) - \frac{\delta M}{\delta L}_k;$$
(3)

уравнение для удельной водности облачных капель  $Q_{I}$ :  $\frac{\partial Q_{I}}{\partial t} = -w \frac{\partial Q_{I}}{\partial z} + \frac{2\alpha^{2}}{R} |w| (Q_{IB} - Q_{I}) + \frac{2U_{R}}{R} (Q - Q_{IR}) + (\frac{\delta M}{\delta t})_{K} - (\frac{\delta M}{\delta t})_{A} - (\frac{\delta M}{\delta t})_{K}; \qquad (4)$
уравнение для удельной водности дождевых капель Q,  $\frac{\partial Q_2}{\partial t} = -(w - v_2)\frac{\partial Q_2}{\partial t} + \frac{2\alpha^2}{R} |w| (Q_{2\beta} - Q_{2R}) + \left(\frac{\delta M}{\delta t}\right) + \frac{\delta M}{R}$  $+\left(\frac{\delta M}{St}\right)_{1}+\frac{Q_2}{Q_2}\frac{\partial(f_8V_2)}{\partial z};$ (5)

(6)

уравнение неразрывности в виде:

$$\frac{2}{R}u_R + \frac{1}{\rho_B}\left(\rho_B w\right) = 0 \quad .$$

Здесь R – радиус облачного цилиндра, индекс R при любой переменной означает, что ее значение берется на периметре облачного столба, индекс  $\mathscr{B}$  характеризует велинину в окружении,  $\mathcal{Z}$  – вертикальная координата,  $f_{\mathcal{B}}$  – плотность воздуха,  $\mathcal{G}$  – ускорение свободного падения,  $\mathcal{L}$  – удельная теплота конденсации,  $C\rho$  – теплоемкость при постоянном давлении,  $\mathcal{U}$  – горизонтальная составляющая вектора скорости, T – температура,  $T_{\mathcal{V}}$  – виртуальная температура,  $f_{\mathcal{C}}$  – сухоадиабатический градиент,  $(\delta M/\delta t)_{\mathcal{K}}$  – скорость конденсации (испарения),  $(\delta M/\delta t)_{\mathcal{A}}$  – скорость автоконверсии,  $(\delta M/\delta t)_{\mathcal{K}}$  – скорость коагуляции,  $V_2$  – средневзвешенная скорость падения дождевых капель.

Учет микрофизических процессов производится по схеме параметризации Кесслера /10/. Вся конденсируюшаяся влага делится на две части: облачную и дождевую, которая имеет спектр размеров, описываемый формулой Маршалла-Пальмера /10/. Предполагается, что скорость падения облачных капель пренебрежимо мала по сравнению со скоростью восходящего потока. Скорость V2 (см/с) находится интегрированием эмпирической формулы для V2 по спектру дождевых капель /10/:

$$V_2 = C_{V_2} \left( \rho_{\ell} Q_2 \right)^{0,125}$$
, (7)

где

Скорость роста дождевых капель за счет слияния с облачными также легко получить интегрированием по спектру/12/:

 $\left(\frac{\delta M}{\delta t}\right)_{\mathbf{k}} = k_{\mathbf{k}} Q_{\mathbf{k}} Q_{\mathbf{k}}^{0,\mathbf{0},\mathbf{7}5}$ 

 $C_{V_2} = 3,12 \cdot 10^{-3}.$ 

где  $k_{K}$  = 2,19.

Скорость автоконверсии - механизма образования дождевых капель - описывается эмпирической формулой:

$$\left(\frac{\delta M}{\delta t}\right)_{A} = k_{A} \left(Q_{I} - a/\rho_{B}\right), \qquad (9)$$

где  $k_A$ , a – эмпирические константы.

Для замыкания системы уравнений (1)-(9) добавляются: уравнение состояния для идеального газа

$$\rho = \rho_{\theta} R' T \quad ; \tag{10}$$

уравнение статики

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} = - \int \theta g \tag{11}$$

и уравнение для  $(SM/St)_r$ :

$$\left(\frac{\delta M}{\delta t}\right)_{k} = (Q - Q_{s})/\delta t \quad , \qquad (12)$$

где  $\rho$  – давление, R' – газовая постоянная воздуха,  $Q_A$  – насыщающее значение Q, равное

$$Q_3 = 3,8.10^{-3} \rho^{-1} \cdot 10 \frac{7.5 (T-273)}{T-36}$$
. (13)

Уравнения (1)-(13) составляют замкнутую систему уравнений термогидродинамики, описывающую развитие облачной конвекции. Значения Т, Q,  $Q_1$ ,  $Q_2$  на верхней и нижней границе цилиндра полагались постоянными и равными их значениям в окружающей среде:

$$T = T_{\mathcal{B}} = const, \quad Q_1 = Q_{\mathcal{A}} = const$$
$$Q = Q_{\mathcal{B}} = const, \quad Q_2 = Q_{\mathcal{A}} = const$$
$$T = T_{\mathcal{B}} = const, \quad Z \to \infty$$

Для U<sub>R</sub> и W граничные условия имеют вид:

$$\mathcal{U}_{\mathcal{R}} = \mathbf{W} = 0$$
 mpu  $\mathbf{Z} = 0$  u  $\mathbf{Z} \rightarrow \infty$ 

Q<sub>1</sub>, Q<sub>2</sub> - везде полагались равными нулю в начальный момент

времени. Начало развития конвекции моделировалось заданием импульса скорости в форме: W = 1 м/с. Модельная зондировка для T (Z) и Q (Z) приведена на рисунке.



Вертикальные профили температуры T и удельной влажности Q (модельная зондировка).

Характеристики среды во все моменты времени на каждом уровне оставались постоянными и равными:  $T_g = const$ ;  $Q_g = const$ ;  $Q_{gg} = const = 0$ ;  $Q_{gg} = const = 0$ ;  $u_g = const = 0$ .

## Численная схема

Система (1)-(13) решалась методом интегрирования вперед и вверх по потоку /2/ для аппроксимации частных производных по времени и пространству. Для учета фазовых переходов применялось расшепление численной схемы по физическим процессам /2,5/. Шаг по пространству полагался равным 200 м (значение, близкое к характерному масштабу неоднородности в конвективном облаке и наиболее часто встречающееся в численном моделировании облачных процессов), шаг по времени - 1 с (что отличается об общепринятых значений, равных 5-10 с). Выбор такого значения шага по времени обусловлен приближенными проверками сходимости численного решения, поскольку нелинейность системы не дает возможности точно доказать сходимость решения для произвольно выбранной схемы.

## Обсуждение результатов расчетов

Как указывалось выше, описанная модель предназначается для теоретических оценок эффекта воздействия на факторы, управляющие развитием конвективного облака. Такое использование модели предполагает более конкретную формулировку метода, с помощью которого будет производиться оценка эффекта воздействия. На основе имеющихся экспериментальных данных об осадкообразующих конвективных облаках /1,6-8/ предлагается в качестве параметров, характеризующих осадкообразующую способность облака, выбрать характерные времена достижения определенных значений ряда величин:  $t_{,}$  -

вертикальной скорости  $W \ge 6$  м/с,  $t_2$  – удельной водности  $Q_1 + Q_2 = Q_W > 1$  г/м<sup>3</sup>;  $t_3$  – мощности облака H > 2,5 км.

В соответствии с классификацией, предложенной во введении, в качестве фактора, непосредственно влияющего на развитие динамики конвективного облака, может быть выбран перегрев подстилающей поверхности. Тогда эффект воздействия термическим источником на эволюцию конвективного облака можно оценить, вычисляя указанные характерные времена  $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$  при различных значениях перегрева. Часть укаванных данных, полученных в результате расчетов, приводится в таблице. Анализ этих данных позволяет сделать следующие выводы.

#### Таблица

Пере-				R	КМ				
грев <b>Д</b> Т <sup>о</sup> С	0,5			1,5			5,0		
	$t_{1}$	$t_2$	$t_3$	$t_{1}$	$t_2$	$t_3$	t	$t_2$	$t_3$
0	_	40	_	30	3Q	60	30	30	50
1	20	20	. –	20	20	50	20	20	40
3	10	20	50	10	20	40	10	20	40
5	10	20	40	10	20	40	10	20	30
50	-	-	-	5	15	20	5	15	20

Времена перехода (мин) конвективного облака в стадию осадкообразования при различных значениях перегрева

Приведенная модель конвективного облака дает возможность проследить изменения его основных параметров, характеризующих осадкообразующую способность облака, в зависимости от мощности термического источника на подстилающей поверхности, т.е. моделировать воздействия на динамические характеристики конвективного облака.

Расчетные значения характерных времен удовлетворительно соответствуют реальным.

Переход облака в осадкообразующую стадию должен, по-видимому, определяться совокупностью значений осадкообразующих параметров и характерных времен их достижения.

С ростом перегрева подстилающей поверхности времена достижения облаком осадкообразующей стадии уменьшаются и тем значительней, чем больше радиус облака, однако при очень высоких перегревах (случай особенно интересный для моделирования воздействия) все характерные времена предельно малы и зависимость от радиуса менее выражена.

К данным, полученным для больших перегревов, нужно относиться с известной осторожностью, ибо значения скорости восходящего потока в таких случаях приближаются к скорости звука и одно из известных приближений теории конвекцииквазистатичность процессов в отношении давления – выполняется тем менее точно, чем ближе искомые скорости к звуковой.

## Список литературы

1. Будилова Е.П., Леншин В.Т. О краткосрочном прогнозе ареалов ливневого положения по данным вертикального зондирования атмосферы. - Труды ГГО, 1973, вып.302, с. 62-76.

2. Буйков М.В., Пирнач А.М. Численное моделирование трехфазной слоистообразной облачности с учетом микроструктуры. – Труды УкрНИИ, 1973, вып.125, с. 3–17.

3. Дессенс А. Можем ли мы изменить климат? – Л.: Гидрометеоиздат, 1969. –117 с.

4. Качурин Л.Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 366 с.

5. Марчук Г.И. Численные методы в прогнозе погоды. – Л.: Гидрометеоиздат, 1967. – 353 с.

6. Мейсон Б.Дж. Физика облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1961. –542 с.

7. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеоиздат, 1964. – 401 с.

8. Шметер С.М. Физика конвективных облаков. - Л.: Гидрометеоиздат, 1972. - 232 с.

9. A s a i T., K a s a h a r a A. A theoretical study of the compensating motions associated with cumulus clouds. - J. Atm. Sci., 1967, vol. 24, N 5, p. 487 - 496.

10. K e s s l e r E. On the distribution and continuty of water substance in atmospheric circulation. - Met. Mon., 1969, vol. 10, N 32.

11. S i l v e r m a n B. A., G l a s s M. A numerical simulation of warm cumulus clauds. Pt 1. Parametrized vs non-parametrized microphysics. - J. Atm. Sci., 1973, vol. 30, N 8, p. 1620 - 1637.

12. Wisner C., Orwille H.D., Myers C. Anumerical model of a hail-bearing cloud. - J. Atm. Sci., 1972, vol. 29, N 6, p. 1160 - 1181.

# В.В. Клинго

# АНАЛИЗ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ВЫРАЖЕНИЙ ДЛЯ КОЭФФИЦИЕНТА ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ В МОДЕЛЯХ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Достоверность результатов численного моделирования физических процессов в конвективных облаках в значительной степени определяется правильностью учета турбулентного характера облачной среды. В связи с этим в недавней работе /7/ подчеркивается особая важность экспериментального и теоретического изучения турбулентности и способов ее параметризации для физики конвективных облаков.

Хорошо известны трудности априорного задания коэффициента турбулентной диффузии в пограничном слое атмосферы даже для стационарного воздушного потока над однородной подстилающей поверхностью. Эти трудности сильно возрастают в нестационарной и пространственно неоднородной турбулизованной области конвективного облака. Отсюда и разнообразие используемых видов коэффициента диффузии в теоретических моделях конвективных облаков. При этом, как справедливо отмечают авторы работы /7/, во всех выражениях для коэффициента турбулентной диффузии содержится по крайней мере одна "подгоночная" константа. Выбор количественного значения этой константы продиктован прежде всего получением разумных значений самого коэффициента диффузии, а также других рассчитываемых облачных характеристик.

По мере увеличения требований к точности облачных моделей возрастает роль точности и степени физической обоснованности задания всех параметров облачной системы в том числе и параметров, описывающих процесс турбулентного перемешивания. Однако часто авторы работ по численному моделированию облаков заимствуют у своих предшественников как само выражение для коэффициента турбулентной дифузии, так и числовые значения, входящих в него параметров. Другими словами, различные формы учета турбулентной диффузии скорее традиционны, чем физически обоснованны.

Целью данной статьи является анализ с позиций полуэмпирической теории турбулентности видов коэффициента диффузии, которые используются в теоретических моделях конвективных облаков. В работе /9/ и в более поздних работах (например, /6,7/) выражение для изотропного коэффициента диффузии как функции координат и времени K ( $\vec{x}$ , t) находится из незамкнутой системы уравнений, включающей соотношения

$$\mathcal{E} = c_{\perp} \frac{\beta^2}{K} , \qquad \qquad \mathcal{K} = \bar{c}_{\perp}^{1/4} \mathcal{L} \sqrt{\beta}^{\prime} \qquad (1)$$

и, кроме того, уравнение баланса турбулентной энергии:

$$\frac{\partial \mathcal{B}}{\partial t} + \sum_{i=1}^{3} v_{i} \frac{\partial \mathcal{B}}{\partial x_{i}} = \mathcal{K} \left[ \mathcal{D}_{3} + \frac{\mathcal{G}}{\mathcal{T}_{0}} \alpha_{\mathcal{H}} \left( \gamma - \gamma_{\mathcal{B}_{0}} \right) \right] + \alpha_{\mathcal{B}} \sum_{i=1}^{3} \frac{\partial}{\partial x_{i}} \left[ \mathcal{K} \frac{\partial \mathcal{B}}{\partial x_{i}} \right] - \varepsilon ; \quad \mathcal{D}_{3} = \sum_{i,k=1}^{3} \left( \frac{\partial v_{i}}{\partial x_{k}} \right)^{2} , \qquad (2)$$

где  $\mathcal{B}$ ,  $\mathcal{E}$ ,  $\mathcal{T}$  – соответственно удельная турбулентная энергия, ее диссипация в единицу времени и вертикальный температурный градиент в облачной среде;  $\mathcal{L}$  – масштаб турбулентности;  $C_{I}$ ,  $\mathcal{A}_{H}$ ,  $\mathcal{A}_{R}$  – эмпирические константы.

В /9/ предполагалось, что величины  $\mathcal{B}$  и  $\mathcal{L}$  не зависят от координат и времени, а членом  $\frac{\mathcal{P}}{\mathcal{T}_0} \alpha_{\mu} (\mathcal{J} - \mathcal{J}_{6a})$  можно пренебречь. Тогда, комбинируя (1) и (2), получаем следующее выражение для коэффициента диффузии:

$$K(\bar{x},t) = L^2 \sqrt{D_3}$$
 (3)

Численное моделирование в /9/ проводилось при  $\mathcal{L}$  = 0,7; 1; 1,2 км, а в /6/ при  $\mathcal{L}$  = 250 м.

Легко усмотреть формальное противоречие между (3) с переменным  $\mathcal{K}$  ( $\vec{x}, t$ ) и вторым равенством (1), где постоянная правая часть равняется переменной левой. Да и само предположение о том, что в турбулентной среде одни статистические характеристики постоянны ( $\mathcal{B}$ ,  $\mathcal{L}$ ), а другие ( $\mathcal{E}$ ,  $\mathcal{K}$ ) изменяются в пространстве и времени представляется слишком искусственным.

Строго из системы (1)-(2) следует:

$$\mathcal{K} = \frac{\mathcal{L}^2 \sqrt{D_3}}{(1+\eta)^{1/2}} , \quad \varepsilon \eta = \frac{d\mathcal{B}}{dt} - \alpha_g \sum_{i=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ \mathcal{K} \frac{\partial \mathcal{B}}{\partial x_i} \right] . \quad (4)$$

Выражение (4) совпадает с (3) при грубом предположении, что **2** 

$$\frac{L}{\left(1+\gamma\right)^{1/2}} = const \quad . \tag{5}$$

Выражение (4) находится в соответствии с представлениями о турбулентном перемешивании, высказанными еще в 30-х годах Л.Г. Лойцанским /8/. А именно: интенсивность турбулентного перемешивания определяется динамическим и термическим факторами. Применительно к облачной конвекции динамическим фактором является сумма перепадов всех компонент средней скорости потока по всем направлениям, а термическим фактором – температурная стратификация облачной среды по отношению к влажноадиабатическому вертикальному градиенту температуры.

Аддитивная добавка "фонового" слагаемого  $K_o \ \kappa K(\vec{x}, t)$ , которая фигурирует во многих работах, в том числе и в /9/, предполагает линейность уравнения относительно  $K(\vec{x},t)$ . Однако известные замыкания системы (1)-(2) приводят к нелинейному уравнению для K ( $\vec{x}, t$ ).

Авторы более ранних работ, чем /9/, при исследовании осесимметричной конвекции /1-3/ задавали коэффициент диффузии в виде

$$K = K_0 + L^2 \left| \frac{\partial w}{\partial z} \right| , \qquad (6)$$

т.е. из теории пути перемешивания Прандтля при наличии в потоке лишь одной компоненты скорости, зависящей от одной координаты.

Такой же вид коэффициента турбулентной диффузии использовался для расчета динамических характеристик кучево-дождевого облака в совсем недавней работе /4/.

Выражение (6) является частным случаем наиболее общего выражения (3), когда пренебрегается всеми производными компонент скоростей, кроме  $\frac{\partial W}{\partial r}$ .

Можно оценить величины производных компонент скорости, воспользовавшись характерными распределениями величин вертикальной скорости в конвективных облаках, полученными прямыми самолетными измерениями /15/.

$$w(\tau,z,t) = w(t) \frac{z^2}{z_m^2} \left[ 1 - \left(\frac{\tau}{R}\right)^2 \right]^2; \quad v = w(t) \frac{z\tau}{z_m^2} \left( 1 - \frac{\tau^2}{R^2} + \frac{1}{3} \frac{\tau^4}{R^4} \right); \quad (7)$$

где Z<sub>m</sub> = 2/3 H, H - мощность облака.

Горизонтальная скорость найдена с помощью уравнения неразрывности. Из (7) легко убедиться, что отношение  $\frac{\partial w}{\partial z}$  к  $\frac{\partial w}{\partial z}$ ,  $\frac{\partial U}{\partial z}$  и  $\frac{\partial U}{\partial z}$  изменяется в очень широких пределах. Отсюда пренебрежение в (3) всеми производными, кроме  $\frac{\partial w}{\partial z}$ , не имеет оснований.

Для учета действия горизонтальной скорости формула (6) обобщалась, например.так /2/:

$$K = K_0 + L^2 \left| \operatorname{grad} \sqrt{\upsilon^2 + \omega^2} \right| \,. \tag{8}$$

Такое обобщение не следует из известных принципов теории турбулентности и должно рассматриваться как гипотеза.

Более упрощенный вид коэффициента турбулентной диффузии был взят в работах /10.12/:

$$K = K_{0} + K'_{max} \frac{W}{W_{max}} \qquad \text{при } W > 0 , \qquad (9)$$
$$K = K_{0} \qquad \text{при } W < 0 .$$

Дадим объяснение пропорциональности между K и Wпри W > 0. Заменив в (6)  $\frac{\partial W}{\partial \tau}$  на конечную разность, имеем:

$$\frac{\partial W}{\partial z} \approx \frac{1}{R} W_{z=0}$$

Далее предполагается, что  $\mathcal{L} = \beta R$ , где  $\beta$  – числовой множитель. Окончательно получаем:

$$K = L^2 \left| \frac{\partial w}{\partial \tau} \right| = \beta^2 R w_{\tau=0}.$$
 (10)

Из (10) следует вид (9) с дополнительным предположением о количественных значениях параметров  $K'_{max}$ и  $W_{max}$ .

Вид (10) для  $\mathbf{K}$  ( $\mathbf{z}$ ,  $\mathbf{t}$ ) был принят в /18/ с  $\mathbf{\beta}$  = = 0,33. Такое же значение  $\mathbf{\beta}$  взято и в /4/. Эксперименты в аэродинамических трубах при стационарном течении дают  $\mathbf{\beta}$  = 0,14 в центральной части трубы и  $\mathbf{\beta}$  = 0,4 у ее стенки. Следовательно, формулы (9) и (10) для  $\mathbf{K}$  являются некоторой модификацией формулы (6) с привлечением аналогии между турбулентным течением в струе и трубах. В работе /19/ коэффициент турбулентной диффузии **К** просто подбирается. Подбор предполагает получение разумного, с точки зрения автора, временного хода вертикальной скорости **W** (t). В результате расчетов **W** (t) при варьировании **K** в пределах 10-1000 м<sup>2</sup>/с автор останавливается на величине **K** = 100 м<sup>2</sup>/с, что соответствует **W**<sub>max</sub> =16 м/с при t = 20 мин.

В ряде работ по численному моделированию атмосферной конвекции /17/ и конвективных облаков /11,14,16/, а также общей циркуляции /20/ коэффициент турбулентной диффузии включает в качестве масштаба длины величину шага пространственной сетки  $\Delta$  ( точнее, в предположении изотропности турбулентности для двухмерного случая  $\Delta_2 = \sqrt{\Delta_x} \Delta_y$ и трехмерного -  $\Delta_3 = \sqrt{\Delta_x} \Delta_y \Delta_z$ ). Разберем по наиболее ранней работе /17/ аргументацию

Разберем по наиболее ранней работе /17/ аргументацию в пользу такого включения  $\Delta$  в выражение для коэффициента диффузии. Из уравнений гидротермодинамики для двумерноного движения с определенным видом тензора напряжений Рейнольдса, при котором  $\zeta_{11} = -\zeta_{33}$ , получено соотношение между скоростью диссипации турбулентной энергии  $\xi$  и

$$\mathcal{E} = \mathcal{K} Def^{2} \left( \mathcal{I} - \alpha_{\mathcal{H}} Ri \right), \quad Ri = \frac{\frac{9}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial x_{3}}}{\frac{\partial ef^{2}}{\partial x_{4}}}, \quad (11)$$

$$Def^{2} = \left[ \left( \frac{\partial u_{4}}{\partial x_{4}} - \frac{\partial u_{3}}{\partial x_{3}} \right)^{2} + \left( \frac{\partial u_{4}}{\partial x_{3}} + \frac{\partial u_{3}}{\partial x_{4}} \right)^{2} \right], \quad \alpha_{\mathcal{H}} \approx \mathcal{I}.$$

Для второго условия между этими величинами используется формула Ричардсона-Обухова, если значение  $\Delta_2$  заключено внутри пространственного размера области инерционного интервала турбулентности

$$K = \varepsilon^{\frac{4}{3}} \left( c \Delta_2 \right)^{\frac{4}{3}} . \tag{12}$$

Из (11) и (12) получаем:

$$\mathcal{K} = \left(c \,\Delta_2\right)^2 \left| Def \right| \left( 1 - \alpha_H R_i \right)^{1/2}. \tag{13}$$

Постоянный множитель **С** в /17/ считается равным примерно единице. Величину **С** легко оценить. Эксперименты дают  $\mathcal{E}^{4/3} \mathcal{C}^{4/3} = 0,2 \text{ см}^{2/3} \cdot \text{c}^{-1}$ ; в конвективных облаках  $\xi \approx 1000 \text{ cm}^2 \cdot \text{c}^{-3}$ , откуда  $\zeta \approx 0.05$ .

Если  $\Delta_2$  превышает верхнюю границу инерционного интервала облачной турбулентной среды, то вместо (12) нужно воспользоваться отношением между  $\mathfrak{E}$  и K в форме (1), приписав  $\Delta_2$  смысл масштаба турбулентности  $\mathcal{L}$ . Тогда выражение для коэффициента диффузии будет иметь вид (13) при  $\mathfrak{C} = 1$ .

После опубликования /17/ все чаще используется выражение для коэффициента турбулентной диффузии типа (13), но с различными значениями константы **С**. Так, для описания горизонтального турбулентного обмена в общей циркуляции атмосферы (без учета термического фактора) в /20/ значение **С** было взято равным 0,28.

В работе /13/ путем численных расчетов некоторых статистических характеристик турбулентности для плоского течения Пуазеля в канале при больших числах Рейнольдса проверялась следующая форма задания коэффициента турбулентной диффузии:

$K(\vec{x},t) = \left(c \Delta_3\right)^2$	$\left[\frac{\partial u_i}{\partial x_j}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j}\right)\right]$	$+\frac{\partial u_j}{\partial x_i}\Big]^{1}$	,	(14)
$\Delta = \left( \Delta_{\mathcal{X}} \right)$	$\Delta_y \Delta_z)^{1/3}$ .			•

При такой форме задания **К** без термического фактора отмечается наилучшее согласие теоретических расчетов с известными измерениями Лауфера, если **С** = 0,10.

Относительно /13/ нельзя не подчеркнуть, что правомерность перенесения найденных статистических закономерностей турбулентного движения в трубах на значительно большие атмосферные масштабы требует установления критериев подобия для данного вида турбулентного течения. В указанной работе вопрос о критериях подобия не затрагивается. Однако задача установления критериев подобия в настоящее время далека от своего полного решения /5/.

Если считать, что переход среднего движения в энергию турбулентности в точности равняется по величине энергии диссипации турбулентности в тепло (условие локального баланса), то коэффициент диффузии из формулы (14) должен быть отнесен к инерционному интервалу турбулентности.Действительно, тогда при соответствующем замыкании вторых моментов пульсационных компонент скорости

$$\mathcal{E} = \mathcal{K} \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \cdot$$

Комбинируя (14) с (15), получаем:

$$K = \varepsilon^{1/3} (c \Delta)^{4/3} , \qquad (16)$$

(15)

т.е. в выражении для *К* турбулентные пульсации учитываются только до масштаба выбранной пространственной сетки по формуле Ричардсона-Обухова.

В /14/ коэффициент турбулентной диффузии, одинаковый для переноса количества движения и тепла, задается просто из соображений размерности:

$$K_{\mathcal{M}} = K_{\mathcal{H}} = \left( k \Delta \right)^2 t_t^{-1} , \qquad (17)$$

где  $\Delta$  – масштаб длины (шаг сетки),  $t_t$  – масштаб времени. При этом постулируется, что  $t_t$  складывается из масштабов времени, связанных с динамическим фактором (градиентами средней скорости) и термическим фактором (сила плавучести).

$$t_{t}^{-1} = t_{s}^{-1} + t_{g}^{-1}, \qquad (18)$$

$$t_{s} = \left[ \left( \frac{\partial u_{t}}{\partial x_{1}} - \frac{\partial u_{3}}{\partial x_{3}} \right)^{2} + \left( \frac{\partial u_{t}}{\partial x_{3}} + \frac{\partial u_{3}}{\partial x_{1}} \right)^{2} \right]^{-1/2}, \qquad (18)$$

$$t_{g} = \left| \frac{9}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|^{-1/2}.$$

Здесь  $t_{
m g}$  - частота Вяйсяля-Брента.

Сложение обратных масштабов времени, видимо, может быть объяснено требованием предельного перехода к описанию турбулентного перемешивания, обусловленного одним из вышеуказанных факторов.

Коэффициент k варьировался от 0,22 до 0,63. Приведенные количественные оценки  $t_s$  и  $t_a$  для конвективных облаков показывают, что  $t_a$  почти на порядок меньше, чем  $t_s$ , т.е. диффузия в конвективных облаках обусловлена

преимущественно термическим фактором.

В /21/ коэффициент диффузии записан в виде:

$$\mathcal{K} = \Delta_{\mathbf{x}} \Delta_{\mathbf{z}} k_{\mathbf{y}}^{2} \left[ \left( \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right)^{2} + 2 \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^{2} + \left( \frac{\partial w}{\partial z} \right)^{2} \right] \right]^{\frac{1}{2}} + \Delta_{\mathbf{x}} \Delta_{\mathbf{z}} k_{\mathbf{y}}^{2} \left[ \frac{\partial}{\partial} \frac{\partial}{\partial z} \right]^{\frac{1}{2}}, \tag{19}$$

В связи с выбором в качестве масштаба длины пространственного шага сетки при записи вида коэффициента турбулентной диффузии необходимо сделать следующие замечания.

 $k_{p} = 0,2 \dots 0,4; \quad k_{p} = 0 \dots 0,7.$ 

1) Не следует смешивать физический процесс турбулентной диффузии со способом его математического описания посредством численных методов с дискретными пространственно-временными точками и фиксацией явления в этих точках. Фиксация статистических характеристик турбулентности только на расстояниях  $\Delta$  через моменты времени  $\mathcal{C}$  ни в коей мере не означает, что  $\Delta$  и  $\mathcal{C}$  могут фигурировать в качестве масштабов самого физического явления. Коэффициент диффузии является характеристикой конкретной турбулентной среды и никак не может зависеть от способа разбиения пространства и времени на точки, в которых этот коэффициент определяется.

2) Выбор  $\Delta$  в качестве пространственного масштаба турбулентности означает учет вклада в коэффициент турбулентной диффузии только турбулентных пульсаций, не превышающих размер  $\Delta$ , если  $\Delta$  лежит в инерционном интервале турбулентности. В этом случае K выражается по закону Ричардсона-Обухова. Если  $\Delta$  выходит из инерционного интервала, то  $\Delta$  искусственно приписывается значение масштаба турбулентности данной турбулентной системы. Истинный масштаб турбулентности может лишь случайно совпасть с выбранным масштабом  $\Delta$ .

3) При описании процессов в конвективных облаках пространственная сетка выбирается (применительно к возможностям современных ЭВМ) с шагом около 100 м, что, по-видимому, совпадает по порядку с масштабом турбулентности этого вида. Этим можно объяснить разумность полученных результатов при численном моделировании облачных процессов с использованием для K формул типа (13), (17) и (19).

### Выводы

Критерием достоверности задания коэффициента турбулентной диффузии является его обоснованность с точки зрения теоретических представлений о турбулентности, а не рассчитанных с данным видом **К** количественных значений динамических и микрофизических характеристик облака. Поэтому формула (3) представляется наиболее приемлемым видом для **К**.

Формулы для *К*, включающие нефизический параметр – шаг пространственной сетки, – не могут считаться обоснованными. Речь может идти только о пределах применимости этих выражений.

Предположение об изотропности турбулентности в конвективном облаке при явной асимметрии вертикальной и горизонтальной составляющих скорости воздушного потока нельзя считать достаточно точным. На неизотропность указывают результаты работы /16/, где также отмечается превалирование термического фактора турбулентности над динамическим.

## Список литературы

1. А м и р о в А.Д. О роли турбулентности в конвективном движении. – Изв. АН СССР., Физика атмосферы и океана, 1966, т.2, № 7, с. 705-713.

2. А м и р о в А.Д. О влиянии искусственного источника тепла на эволюцию кучевого облака. Численный эксперимент.-Изв. АН СССР. ФАО, 1968, т.4, № 2, с. 152-159.

З. Амиров А.Д., Мишвеладзе Б.А., Цицвашвили Ш.И. К вопросу распространения реагента в облаке. – Труды ЗакНИГМИ, 1974, вып.55(61), с. 42-55.

4. 3 и н ч е н к о А.В. Модель развития ливневых осадков и града в одноячейковых кучево-дождевых облаках,1981, ВНИИГМИ – МЦД, № 95, ГМ Д-81, ЗО июля.

5.3 ражевский И.М., Клинго В.В. К моделированию атмосферных турбулентных движений над неоднородной подстилающей поверхностью. - Труды ГГО, 1971, вып. 254, с. 39-56.

6. Коган Е.Л. Трехмерная численная модель капельного облака, учитывающая микрофизические процессы: – Изв. АН СССР. ФАО, 1978, т.14, № 8, с. 876-885.

7. Коган Е.Л., Мазин И.П. О влиянии турбулентного переноса облачных капель на формирование осадков. – Изв. АН СССР. ФАО, 1981, т. 17, № 9, с. 946-955.

8. Лойцанский Л.Г. О некоторых приложениях теории подобия в теории турбулентности. – Прикладная математика и механика, 1935, т. 2, № 2, с. 180-206.

9. Пастушков Р.С. Численное моделирование взаимодействия конвективных облаков с окружающей их атмосферой. – Труды ЦАО, 1972, вып.108. –127 с. 10. Пастушков Р.С., Шметер С.М. Влияние вертикальных движений в мощных конвективных облаках на поле ветра. – Изв. АН СССР. ФАО, 1968, т. 4, № 3, с. 283 – 293.

11. Робиташвили Г.А., Рухад – зе И.И. Термогидродинамическая модель осесимметричного конвективного облака. – Труды ЗакНИГМИ, 1981, вып. 73 /79/. с. 30 – 45.

12. Шметер С. М. Структура полей метеорологических элементов в зоне кучево-дождевых облаков. – Труды ЦАО, 1969, вып. 88. – 119 с.

13. D e a r d o r f f J. W. A numerical study of three-dimensional turbulent channel flow at large Reynolds number. Pt 2. - J. Fluid Mech., 1970, vol. 41, p. 553 - 580.

14. H i 1 1 G. E. Factor controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. - J. Atm. Sci., 1974, vol. 31, N 3, p. 646 - 673.

15. K y le T. J., S and W. R., M u s i l D. J. Fitting measurements of thunderstorm updraft profiles to model profiles. – Mon. Wea. Rev., 1976, vol. 104, N 5, p. 611 - 617.

16. L i b e r s k y L. D. Turbulence in cumulus clouds. – J. Atm. Sci., 1980, vol. 37, N 10, p. 2332 – 2346.

17. L i l l y D. K. On the numerical simulation of buoyant convection. - Tellus, 1962, vol. 14, p. 148 - 172.

18. S c o t t B. C., H o b b s P. V. A theoretical study of the evolution of mixed-phase cumulus clouds. - J. Atm. Sci., vol. 34, N 5, p. 812 - 826.

19. S h i i n o J. A numerical study of precipitation development in cumulus clouds. – Papers in Met. and Geophys., 1978, vol. 29, N 4, p. 157 – 194.

20. S m a g o r i n s k y J. General circulation experiments with the primitive equations. Pt 1. The basic experiment. - Mon. Wea. Rev., 1963, vol. 91, N 3, p. 99 - 164.

21. Tag P. M., Murray F. W., Koenig L. R. A comparison of several forms of eddy viscosity parameterization in a two-dimensional cloud model. – J. Appl. Met., 1979, vol. 18, N 11, p. 1429 – 1441.

# В.В. Клинго

# О ТЕОРЕТИЧЕСКОМ ОПРЕДЕЛЕНИИ КОЭФФИЦИЕНТА ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ В КОНВЕКТИВНЫХ ОБ-ЛАКАХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ УРАВНЕНИЯ БАЛАНСА ТУРБУЛЕНТНОЙ ЭНЕРГИИ

Задача определения коэффициента турбулентной диффузии в конвективных облаках как функции пространственных координат и времени строго формулируется следующим образом: по данным о полях скорости воздушного потока и вертикальной температурной стратификации найти пространственно-временное распределение коэффициента диффузии турбулентной облачной среды. Формально решение этой задачи сводится к решению замкнутой системы уравнений относительно характеристик турбулентности, которые записаны на основе принципов полуэмпирической теории турбулентности с привлечением уравнения баланса турбулентной энергии.

Помимо известных работ по динамике пограничного слоя атмосферы, упомянутая выше постановка задачи была использована для описания турбулентности в растительном покрове /4/ и в горизонтально неоднородном пограничном слое атмосферы /2/. Целью данной статьи является исследование возможности применения способа определения коэффициента турбулентной диффузии, используемого при изучении пограничного слоя атмосферы, для определения этого коэффициента в облаке. Искусственными приемами будет найдено аналитическое решение для коэффициента диффузии в некоторой области модельного осесимметричного облака.

### Исходная система уравнений

Замкнутую систему уравнений относительно четырех статистических турбулентных характеристик, включая и изотропный коэффициент диффузии, запишем в виде:



 $T \varepsilon \mathscr{B} = Dif \mathscr{B} - Dis \mathscr{B} + A , \qquad (4)$   $^{2ge} T \varepsilon \mathscr{B} = \frac{\partial \mathscr{B}}{\partial t} + v \frac{\partial \mathscr{B}}{\partial z} + w \frac{\partial \mathscr{B}}{\partial z} , \quad Dis \mathscr{B} = \varepsilon ;$   $Dif \mathscr{B} = \alpha_{\mathscr{B}} \frac{1}{\tau} \frac{\partial}{\partial z} \left[ \tau K \frac{\partial \mathscr{B}}{\partial z} \right] + \alpha_{\mathscr{B}} \frac{\partial}{\partial z} \left[ K \frac{\partial \mathscr{B}}{\partial z} \right] , \qquad (5)$   $A = K \left[ \left( \frac{\partial v}{\partial \tau} \right)^{2} + \frac{v}{\tau} \frac{\partial v}{\partial z} + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^{2} + 2 \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial z} + \left( \frac{\partial w}{\partial \tau} \right)^{2} + \frac{\vartheta}{\tau} \alpha_{\mu} \left( \gamma - \gamma_{\mathcal{B}a} \right) \right] .$ 

Здесь  $\mathscr{B}$  – удельная турбулентная энергия;  $\mathfrak{E}$  – ее диссипация в единицу времени;  $\mathscr{K}$  – коэффициент турбулентной диффузии;  $\mathscr{L}$  – масштаб турбулентности;  $\mathscr{U}$ ,  $\mathscr{W}$  – радиальная и пертикальная компоненты скорозти воздушного потока;  $\mathscr{A}$  – удельная энергия перехода из среднего движения в турбулентное в единицу времени  $\mathscr{R}$  = 0,4;  $\mathcal{C}_{\mathscr{L}}$  – универсальная константа (по данным экспериментов многих авторов ее значение принимается равным 0,046; по /1/  $\mathcal{C}_{\mathscr{L}}$  = 0,03);

 $\alpha_g$  - отношение коэффициентов диффузии для турбулентной энергии и для количества движения (во многих работах, например /2,4/,  $\alpha_g$  считается равным 0,73);  $\alpha_{\mu}$  - отношение коэффициентов диффузии для тепла и количества движения, зависящее от температурной стратификации, будем считать, как и в /4/,  $\alpha_{\mu} = 1$ ;  $\gamma - \gamma_{go}$  - разность градиентов температуры в облаке и влажноадиабатического.

Первые два уравнения системы (1)-(4) представляют собой соотношения Колмогорова. В таком же виде они используются в теории пограничного слоя атмосферы. Чтобы написать уравнение (3), нужно было обобщить соответствующее выражение для плоскопараллельного течения атмосферного пограничного слоя на осесимметричное течение в модельном облаке. Это обобщение сводится к замене в знаменателе  $\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\beta}{K} \right)$  на  $|gzad \frac{\beta}{K}|$ 

Уравнение (4) – уравнение баланса турбулентной энергии в цилиндрической системе координат при условии осевой симметрии облака. Оно представляет собой разность между полной энергией (среднего и пульсационного движения) и энергией среднего движения с учетом диффузионного пере-

носа средней скорости. При выводе (4) вторые моменты компонент пульсационной скорости были взяты в виде:

$$\overline{\upsilon'\upsilon'} = 2/3\,\mathcal{B} - \mathcal{K}\left[\frac{\partial\upsilon}{\partial\tau} + \frac{\upsilon}{\tau}\right], \quad \overline{\upsilon'w'} = -\mathcal{K}\left(\frac{\partial\upsilon}{\partial\tau} + \frac{\partial w}{\partial\tau}\right),$$

$$\overline{w'w'} = 2/3\,\mathcal{B} - \mathcal{K}\frac{\partial w}{\partial\tau}, \quad \overline{\upsilon'_{\Theta}\upsilon'_{\Theta}} = 2/3\,\mathcal{B}.$$
(6)

Кроме того, в соответствии с оценками, приведенными в /6/, пренебрегалось членами с пульсациями давления.

Производные компонент средней скорости в выражении для **A** (5) рассчитывались из характерного для конвективных облаков распределения вертикальной скорости потока, полученного в результате обработки данных наблюдений /8/. Пульсационный характер зависимости восходящих потоков от времени /7/ аппроксимировался параболой:

$$w(t) = w_m - \frac{[t - 1/2 T(H)]}{2P_H}, \ 2P_H = \frac{1}{4} \frac{T^2(H)}{w_m}, \ (7)$$

где  $\mathcal{H}$  – мощность облака,  $\mathcal{T}$  – полный период его существования,  $\mathcal{W}_{m}$  – максимальная скорость в облаке, которая достигается на его оси на высоте  $\mathcal{Z}_{m} = 2/3 \cdot \text{H}$ . Статисти – ческая зависимость  $\mathcal{W}_{m}$  от мощности облака получена в /3/.

В качестве простейшего вида вертикальной скорости, отражающей основные черты ее пространственно-временной зависимости в осесимметричном облаке, было взято выражение:

$$w(z,z,t) = w(t)f\left(\frac{z}{z_m}\right)\left[1 - \left(\frac{z}{R}\right)^2\right]^2, f\left(\frac{z}{z_m}\right) = \begin{cases} \left(\frac{z}{z_m}\right)^2 & npu \ z_0 \le z \le z_m \\ \left[1 - \frac{z - z_m}{H - z_m}\right]^2 & npu \ z_m \le z \le H. \end{cases}$$
(8)

*R* – радиус облака, *2*<sub>9</sub> – некий уровень ниже нижней границы облака.

Горизончальная составляющая **U** находится из уравнения неразрывности:

$$v(\tau, z, t) = -w(t) \frac{z t}{z_m^2} \left( 1 - \frac{t^2}{R^2} + \frac{1}{3} \frac{\tau^4}{R^4} \right), \ z_0 \leq z \leq z_m(9)$$

Конкретное решение системы (1)-(5) требует задания соответствующих начальных и граничных условий.

# Аналитическое решение для коэффициента турбулентной диффузии

Исчерпывающий анализ системы (1)-(5) может быть проведен только численными методами решения дифференциальных уравнений в частных производных. Однако численное решение нестационарной нелинейной системы уравнений связано со значительными трудностями. Это видно даже из описания стационарных решений для пограничного слоя атмосферы, например /2,4/.

Представляется, что в целях исследования самой возможности нахождения коэффициента турбулентной диффузии в конвективных облаках путем перенесения на турбулизированную облачную среду исходных принципов из пограничного слоя атмосферы имеет смысл получить аналитическое решение системы (1)-(5) даже с необходимыми для этого ограничениями.

Найдем решение для коэффициента диффузии из системы (1)-(5) искусственными приемами. Введем новую переменную:

$$\Psi = \frac{B}{K}$$

(10)

и исключим **в** и **є**. Распишем члены в уравнении (4) с учетом (10):

$$\frac{d\Psi}{dt} = \frac{4}{K} \frac{dB}{dt} - \frac{\Psi}{K} \frac{dK}{dt} , \qquad (11)$$

$$T_{\xi} \overset{2}{\delta} = \mathcal{K} \left( \frac{\partial \Psi}{\partial t} + v \frac{\partial \Psi}{\partial z} + w \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + \Psi \left( \frac{\partial \mathcal{K}}{\partial t} + v \frac{\partial \mathcal{K}}{\partial z} + w \frac{\partial \mathcal{K}}{\partial z} \right),$$
(12)  
$$\frac{1}{\mathcal{K} \alpha_{g}} D_{i} f \overset{2}{\delta} = 3 \left( \frac{\partial \mathcal{K}}{\partial z} \frac{\partial \Psi}{\partial z} + \frac{\partial \mathcal{K}}{\partial z} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) + \mathcal{K} \left( \frac{\partial^{2} \Psi}{\partial z^{2}} + \frac{\partial^{2} \Psi}{\partial z^{2}} \right) +$$
$$+ \frac{\Psi}{\mathcal{K}} \left[ \left( \frac{\partial \mathcal{K}}{\partial z} \right)^{2} + \left( \frac{\partial \mathcal{K}}{\partial z} \right)^{2} \right] + \Psi \left( \frac{\partial^{2} \mathcal{K}}{\partial z^{2}} + \frac{\partial^{2} \mathcal{K}}{\partial z^{2}} \right) +$$
$$+ \frac{1}{\mathcal{K}} \left( \mathcal{K} \frac{\partial \Psi}{\partial z} + \frac{\partial \mathcal{K}}{\partial z} \right); \quad \frac{1}{\mathcal{K}} D_{i} f \overset{2}{\delta} = c_{i} \Psi^{2} .$$
(13)  
$$\mathcal{Y}_{paBHeHue} (1) c y \Psi^{TOM} (3) u (10) \text{ превращается в ледующее:}$$
$$\mathcal{K} = \frac{2 \times c_{i}^{2} \Psi^{3}}{\left( \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right)^{2} + \left( \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right)^{2}} , \quad 2 \times c_{i}^{1/2} = \alpha .$$
(14)

Далее вместо системы (1)-(5) получим одно удавнение относительно  $\Psi^{i}$ . исключив K с учетом (14). Ввиду громоздкости полный вид этого уравнения не приводится.

Поскольку непостаточно эмпирических и теоретических данных о зависимости  $\gamma - \gamma \beta_{\alpha}$  от z, z, t, то всякое залание этой величины как функции координат и времени было бы слишком искусственным. Поэтому исследование провопится без учета термического фактора турбулентности.

Решение одного уравнения относительно  $\Psi$  ищем, руковолствуясь физическими соображениями о величине членов. вхоляших в (4). В начальной сталии развития турбулентности изменение в определяется преимущественно членом Тгв. Ниже будет дана оценка величины отброшенных членов и установлено значение момента времени 2 , для которого выполняется такое предположение.

y Dish Отбрасывая в уравнения (4) члены Difs и принимая во внимание (8), (9), (12), приходим к уравне-

HAD: 
$$\left[\left(\frac{\partial\Psi}{\partial\tau}\right)^{2} + \left(\frac{\partial\Psi}{\partial\tau}\right)^{2}\right]\left[\frac{\partial\Psi}{\partial t} + \upsilon \frac{\partial\Psi}{\partial\tau} + \upsilon \frac{\partial\Psi}{\partial\tau} + \upsilon \frac{\partial\Psi}{\partial\tau}\right] - \frac{1}{2}\Psi\left[\frac{\partial^{2}\Psi}{\partial\tau\partial\tau} + \upsilon \frac{\partial^{2}\Psi}{\partial\tau\partial\tau} + \upsilon \frac{\partial^{2}\Psi}{\partial\tau^{2}} + \upsilon \frac{\partial^{2}\Psi}{\partial\tau\partial\tau}\right] + \frac{\partial\Psi}{\partial\tau}\left[\frac{\partial^{2}\Psi}{\partial\tau\partial\tau} + \upsilon \frac{\partial^{2}\Psi}{\partial\tau\partial\tau} + \upsilon \frac{\partial^{2}\Psi}{\partial\tau\partial\tau}\right] = \left[\left(\frac{\partial\Psi}{\partial\tau}\right)^{2} + \left(\frac{\partial\Psi}{\partial\tau}\right)^{2}\right]\frac{\omega^{2}(t)}{4}\left[f_{4}(\tau)\left(\frac{\tau}{\tau_{m}}\right)^{4} + f_{2}(\tau)\left(\frac{\tau}{\tau_{m}}\right)^{2} + f_{0}(\tau)\right],$$

$$= CIIM \quad t \leq T,$$
(15)

Здесь  $f_{4}(z)$ ,  $f_{2}(z)$  и  $f_{0}(z)$  - степенные функции  $\frac{z}{R}$ , связанные с вертикальной скоростью (8).

Учитывая характер зависимости от ?, ? правой части уравнения (15), ищем его решение в виде ряда по сте-пеням  $\frac{z}{r}$  и  $\frac{z}{z}$ .

$$\Psi(z, z, t) = \sum_{i,j=0}^{n} \Psi_{ij}(t) \left(\frac{z}{R}\right)^{i} \left(\frac{z}{z_{m}}\right)^{j}$$
(16)

Анализ показал, что решение в форме (16) при произвольном 7 и всех целых степенях 7 приводит к чрезвычай-но, громоздкой системе алгебраических уравнений относительно  $\Psi_{ii}(t)$  . Будем искать решение (15) лишь в области 

$$\Psi(z,z,t) = \Psi_{0}(z,t) + \Psi_{2}(t) \left(\frac{z}{z_{m}}\right)^{2}.$$
 (17)

Подставляя (17) в (15) и приравнивая нулю коэффициент при нулевой степени  $\frac{\varkappa}{7m}$ , легко найти

$$\Psi_{o}(\tau,t) = \frac{8 \omega_{m}^{2} R^{2} t^{3}}{z_{m}^{4} T^{4}} \left(\frac{\tau}{R}\right)^{2} \left(\frac{t^{2}}{5} - \frac{Tt}{2} + \frac{T}{3}^{2}\right).$$
(18)

Из уравнений, полученных приравниванием нулю коэффициента нри  $\left(\frac{z}{z}\right)^2$  в (15), получаем:

$$\Psi_{2}(t) = \frac{48 \omega_{m}^{2} t^{3}}{T^{4} z_{m}^{2}} \left( \frac{t^{2}}{5} - \frac{Tt}{2} + \frac{T}{3}^{2} \right).$$
(19)

Окончательное выражение для  $\Psi$  (z, z, t) из (17) с учетом (18) и (19) принимает вид:

$$\Psi(z,z,t) = \frac{8 w_m^2 t^3}{T^4} \left(\frac{t^2}{5} - \frac{Tt}{2} + \frac{T}{3}^2\right) \left[\frac{R^2}{z_m^4} \left(\frac{z}{R}\right)^2 + \frac{3}{z_m^2} \left(\frac{z}{z_m}\right)^2\right]_{(20)}$$
$$t \leq \tau$$

Остается оценить, до каких значений времени  $\mathcal{C}$  и при каких  $\frac{z}{R}$ ,  $\frac{z}{Z_m}$  справедливо (20). Чтобы можно было пренебречь в (15) членом с $\left(\frac{z}{Z_m}\right)^3$  по сравнению с членом  $\frac{z}{Z_m}$ , необходимо выполнение неравенства  $3w_m t^2 \left(\frac{t^2}{5} - \frac{Tt}{2} + \frac{T^2}{3}\right) - \frac{z}{T^2(T-t)R} \left(\frac{z}{Z_m}\right)^2 \ll 1.$  (21)

Отбрасывание в (4) членов Dis b и Dif b правомерно, если

$$\frac{(T-t)^2 T^4 z_m^4}{24 w_m^2 R^2 t^4 \left(\frac{z}{R}\right)^2 \left(\frac{t^2}{5} - \frac{Tt}{2} + \frac{T^2}{3}\right)^2} \gg 1 .$$
 (22)

Кроме формальных математических оценок (21) и (22), получим оценки для пространственной области из чисто физических соображений. Турбулизация облачной среды обусловлена наличием перепадов средних скоростей, выраженных членами в последней квадратной скобке (15). Однако при получении  $\Psi$  (**?, ?,** t) (21) фактически был использован только член 6  $\frac{Z^2}{Z_m^2}$ . Условия пренебрежения всеми остальными членами по сравнению с упомянутым членом таковы:

 $\frac{z}{R} \leq 0,25; \qquad 0,5 \gg \frac{z}{z_m} \gg 0,25. \qquad (23)$ 

Необходимые для расчета коэффициента диффузии конкретные значения параметров облака следующие: мощность облака H – 5400, 4200 и 2700 м; соответствующие максимальные значения вертикальных скоростей  $W_m$  – 20, 14 и 10 м/с;  $\mathcal{Z}_m = 2/3 \cdot \text{H} = 2R$ ; периоды существования облаков с указанными мощностями соответственно 40, 30 и 25 мин /3/.

Для выполнения неравенства (22) при t = 0,25T требуется  $\frac{Z}{Z_m} \leq 1/3$ . Из (22) видно, что чем меньше момент времени, тем при больших Z вблизи оси облака можно считать правомерным пренебрежение членами Disb и Difb. Диффузия и диссипация турбулентной энергии начинают сказываться после необходимого для развития процесса промежутка времени.

Выражение для коэффициента диффузии с учетом (14) и (20) принимает вид:

$$K = 1,6\beta \left(\frac{\beta^{2}}{5} - \frac{\beta}{2} + \frac{1}{3}\right) w_{m}^{2} T\left(\frac{z}{z_{m}}\right)^{4}, \qquad (24)$$

где  $\beta = \frac{t}{T}$  - часть полного периода существования облака для времени t. Для  $\beta = 0.25$  и соответствующего ему значения  $\frac{z}{2m} = 1/3$ : K(H = 5400 м) = 80 м<sup>2</sup>/с; K(H = 4200 м) = 35 м<sup>2</sup>/с; K(H = 2700 м) = 15 м<sup>2</sup>/с.

Выражение для масштаба турбулентности оказалось с принятыми предположениями не зависящим от времени и равным

 $L = \varkappa \varkappa$  при  $\varkappa \leqslant \frac{2}{9}$  H.

#### Заключение

Найдено аналитическое выражение для коэффициента турбулентной диффузии без подгоночных параметров; оно справедливо для ограниченной пространственной области модельного конвективного облака в начальной стадии его развития. Установлено, что рост коэффициента диффузии во времени происходит более быстро, чем рост компонент скорости воздушного потока в облаке. Проведенное исследование подтверждает принципиальную возможность использования известных соотношений полуэмпирической теории турбулентности для расчета изотропного коэффициента диффузии в конвективных облаках.

### Список литературы

1. Ариель Н.З., Надежина Е.Д. Безразмерные характеристики турбулентности при разных условиях стратификации. – Изв. АН СССР. ФАО, 1976, т. 12, № 8, с. 802-809.

2. В а г е р Б.Г., Н а д е ж и н а Е.Д. Пограничный слой атмосферы в условиях горизонтальной неоднородности.-Л.: Гидрометеоиздат, 1979. -136 с.

3. Воробьев Б.М., Парикова Е.Н. Некоторые результаты численного моделирования конвективных облаков по данным радиозондирования атмосферы. - См.наст. сб.

4. Дубов А.С., Быкова Л.П., Марунич С.В. Турбулентность в растительном покрове. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. –182 с.

5. К л и н г о В.В. Анализ теоретических выражений для коэффициента турбулентной диффузии в моделях конвективных облаков. – См. наст. сб.

6. М'онин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Ч. 1. – М.: Наука, 1965. –639 с.

7. Шишкин Н.С. Облака, осадки и грозовое электричество. – Л.: Гидрометеоиздат, 1964. –401 с.

8. Kyle T.J., Sand W.R., Musil D.J. Fitting measurements of thunderstorm updraft profiles to model profiles. – Mon. Wea. Rev., 1976, vol. 104, N 5, p. 611 – 617.

## Зинченко А.В.

# АЛГОРИТМ ПРИБЛИЖЕННОГО РАСЧЕТА ПАРАМЕТРОВ ОБЛАЧНОЙ КОНВЕКЦИИ НА ОСНОВЕ СТРУЙНОЙ МОДЕЛИ

Экспериментально установлено /1,4/, что вертикальные движения в мощных конвективных облаках, по крайней мере на стадии их максимального развития, имеют струйный рактер. Разработан ряд численных моделей /2,3/, в которых кучевое облако рассматривается как своеобразная турбулентная струя. Одним из факторов, ограничивающих применение -таких моделей в практических целях (например, для прогноза облачности), является необходимость использовать ЭВМ для численного решения дифференциальных уравнений. Даже если прогноз составляется в крупном прогностическом центре, оснащенном ЭВМ, то для того чтобы иметь возможность давать прогноз сразу для большого количества пунктов и вести расчет конвекции параллельно с расчетом по модели циркуляции атмосферы, желательно иметь более простое и быстрое в реализации приближенное решение.

При расчете облачной конвекции в рамках струйной модели восходящий поток воздуха в конвективном облаке рассматривался как стационарная вертикально направленная осесимметричная турбулентная струя. Принималось, что любой избыток пара сверх насыщения конденсируется, сконденсировавшаяся вода существует в виде облачных капель, которые полностью увлекаются потоком воздуха. Для расчета применялся метод интегральных соотношений, позволяющий приближенно находить осредненные по сечению характеристики струи. Построение интегральных соотношений приводит к следующей системе дифференциальных уравнений, описывающих конвекцию:

$$\frac{dS}{dz} = -\mu S - \mu (Q - q) - \frac{dQ}{dz} ;$$

$$\frac{d\Delta T}{dz} = -\mu \Delta T - \frac{L}{C_{\rho}} \left( \mu (Q - q) + \frac{dQ}{dz} \right) + \gamma - \gamma_{a} ;$$

$$\frac{dW}{dz} = -\mu W + \frac{g}{T_{e}} \frac{\Delta T - ST_{e}}{W} ;$$

$$\frac{dR}{dz} = -\mu R + \frac{R}{2} \left( \frac{1d\rho}{\rho dz} - \frac{4}{W} \frac{dW}{dz} \right); \quad \mu = \frac{0.2}{R} .$$
(1)

Здесь W – вертикальная скорость воздуха в облаке (м/с), S – удельная водность в облаке, ∆T=T<sub>ℓ</sub> – T<sub>e</sub> – перегрев воздуха в облаке по отношению к окружающей атмосфере(K),

Q – насыщенная массовая доля влаги в облаке, q – массовая доля влаги в окружающей атмосфере,  $\gamma_{\alpha}$  – сухоадиабатический градиент температуры,  $\gamma$  – градиент температуры в окружающей атмосфере, R – радиус облака (м),  $\mathcal{L}$  – скрытая теплота конденсации,  $\mathcal{L}_{\rho}$  – теплоемкость воздуха,  $\rho$  – плотность воздуха.

При расчете конвекции решалась задача Коши для системы (1). В качестве начальных данных задавались значения искомых величин на уровне основания облака –  $\mathbb{Z}_{\mathcal{B}}$ . Решение системы (1) определено на промежутке  $\mathbb{Z}_{\mathcal{B}} \leq \mathbb{Z} < \mathcal{H}_{\mathcal{M}}$ , где  $\mathcal{H}_{\mathcal{M}}$  таково, что при  $\mathbb{Z} \rightarrow \mathcal{H}_{\mathcal{M}}$ ,  $\mathcal{W} \rightarrow O$  (здесь  $\mathcal{H}_{\mathcal{M}}^{m}$  высота верхней границы облака). Предполагалось, что при  $\mathbb{Z} \geq \mathcal{H}_{\mathcal{M}}$  значения переменных равны их значениям в окружающей облако среде. Решение (1) проводилось численно на БЭСМ-6 по методу Рунге-Кутта при помощи стандартной подпрограммы.

Возможные разные способы упрощения системы уравнений (1). Хорошо известным и широко применяемым на практике "нулевым" приближением (1) является адиабатическая модель облачной конвекции, которая получается из системы (1), если задать коэффициент вовлечения  $\mu = 0$ . В этом случае (1) решается с помощью графических построений на аэрологической диаграмме. В данной статье предлагается другое, как будет показано ниже, достаточно точное для расчета крупных конвективных облаков приближение системы (1).

мы (1). При вычислении величины  $\frac{d l}{d z}$  (км<sup>-1</sup>), входящей в систему (1), примем для упрощения, что вертикальный градиент температуры в облаке равен влажноадиабатическому градиенту **ува** (К·км<sup>-1</sup>). Отсюда после несложных преобразований получим:

$$\frac{dQ}{dz} = \frac{C_{\rho}}{L} (\gamma_{ba} - \gamma) = 10^{-3} (0.413 \gamma_{ba} - 4.02).$$

(2)

Примем, что коэфициент вовлечения  $\mu_{0,4}$ с высотой не меняется и задается выражением  $\mu = \frac{0.4}{H_a}$ , где  $H_a$  - высота уровня конвекции при адиабатическом подъеме час-

тицы (может быть найдена по аэрологической диаграмме как точка пересечения кривой состояния и кривой стратификации). Примем, кроме того, что в пределах достаточно тонкого слоя толщиной h значения  $\Gamma$ ,  $\Gamma_{B_0}$ , q остаются постоянными. Тогда для каждого слоя можно получить аналитическое решение уравнений (1).

Для S и  $\Delta$ T получаем линейные уравнения:  $\frac{dS}{dz} = -\mu S + A_1 ; \quad A_1 = -\mu (Q - q) - \frac{dQ}{dz} ;$   $\frac{d\Delta T}{dz} = -\mu \Delta T + A_2 ; \quad A_2 = -\frac{L}{C_{\rho}} \mu (Q - q) - \gamma_{bo} + \gamma . \qquad (3)$ Их решения:  $\frac{-\mu h}{A_1} = -\mu h \cdot A_1 (1 - q) - \mu h \cdot q$ 

$$S_{i+1} = S_i e^{-\mu h} + \frac{A_2}{\mu} (1 - e^{-\mu h}),$$

$$\Delta T_{i+1} = \Delta T_i e^{-\mu h} + \frac{A_2}{\mu} (1 - e^{-\mu h}),$$
(4)

где индексы  $\ell$  и  $\ell + 1$  обозначают значения переменных соответственно на нижней и верхней границе слоя толщиной h.

Для w получаем уравнение типа Бернулли, которое преобразуется в линейное относительно  $w^2$ .

$$\frac{dw^{2}}{dz} = -2\mu w^{2} + A_{3} ; A_{3} = 19, 6 \cdot 10^{3} \left( \frac{\Delta T_{c_{\rho}}}{T_{c_{\rho}}} - S_{c_{\rho}} \right),$$
(5)  
$$\Delta T_{c_{\rho}} = \frac{1}{2} \left( \Delta T_{i} + \Delta T_{i+1} \right); S_{c_{\rho}} = \frac{1}{2} \left( S_{i} + S_{i+1} \right).$$

Для расчета по полученной упрощенной системе уравнений была составлена программа для микрокалькулятора Б3-21. Программа позволяет производить расчет одного варианта за 10-20 мин.

Для определения точности полученного приближения был сделан параллельный расчет при одних и тех же атмосферных условиях по уравнениям (1) и (4)-(5). Атмосферные условия были взяты следующие: высота уровня основания облака  $Z_{g} = 1$  км, температура на уровне основания +8 °C, относительная влажность постоянна по всей толше атмосферы и равна 70%. Задавалось линейное падение температуры с высотой, значения градиента температуры f варьировались. Путем изменения значений f (f = 0,65; 0,70; 0,75;0,80 К/100 м) был получен набор разных значений энергии неустойчивости атмосферы и соответственно степени развития облачной конвекции. Результаты расчета вертикальных скоростей в облаке по точной и приближенной моделям облачной конвекции показаны на рисунке. Как видно из рисунка, точность приближенного расчета достаточна высока. Ошибки, которые возникают за счет сделанных приближений, имеют систематический характер и могут быть уменьшены путем введения соответствующих поправок.



Результаты расчета вертикальной скорости по точной и приближенной моделям облачной конвекции.

1 – по уравнениям (1); 2 – по уравнениям (4)-(5).

## Список литературы

1. А бшаев М.Т., Векряев В.И., Жубоев М.М. Сравнение струйной модели облачной конвекции с результатами ракетного зондирования облаков. – Труды ВГИ, 1978, вып.39, с. 61-65. 2. 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.

3. Песков Б.Е. Оценка влияния вертикального распределения температуры, влажности воздуха и ветра на развитие мощных конвективных облаков. – Труды-ГМЦ, 1978, вып.199, с. 42-49.

4. Шметер С.М. Физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. –230 с.

# ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ОДНОЯЧЕЙКОВОМ КУЧЕВО-ДОЖДЕВОМ ОБЛАКЕ

Целью настоящей работы является построение численной модели кучево-дождевого облака, сочетающей реалистическое описание его жизненного цикла и относительную простоту математической реализации.

При расчете состояния максимального развития облака использовалась струйная модель облачной конвекции аналогичная применявшейся в работах /1-3,5/. Облачная конвекция в рамках этой модели описывается следующей системой обыкновенных дифференциальных уравнений, полученной из основных уравнений динамики конвекции путем их осреднения по горизонтальной координате:

AV

$$X = \begin{pmatrix} w \\ m \\ T \\ R \end{pmatrix}; F_{1} = \begin{pmatrix} w \\ m-m_{e} \\ T-T_{e} - \frac{L}{C_{\rho}}(m) \\ R \end{pmatrix}; F_{2} = \begin{pmatrix} \frac{9}{w} \cdot \Delta T_{n} \\ \frac{1}{w} \cdot \overline{T_{ev}} \\ -\kappa_{1}m + G \\ -\gamma_{a} + \frac{L}{C_{\rho}} \frac{d}{dz} \left(\frac{m}{\rho}\right) \\ \frac{R}{2} \left(\kappa_{1} - \frac{4}{w} \cdot \frac{dw}{dz}\right) \end{pmatrix}. (1)$$

Здесь Z – вертикальная координата; W – вертикальная скорость в облаке (м/с); m – абсолютная водность облачных капель (г/м<sup>3</sup>);  $\rho$  – плотность воздуха; T – абсолютная температура воздуха (K);  $T_e$  – температура вне струи;  $T_V$  и  $T_{eV}$  – виртуальная температура воздуха внутри и вне струи;  $\Delta T_n = T_{V_{\perp}} \frac{d\rho}{dz}$ ;  $T_{eV} - T_{eV} m \rho^{-1}$ ;  $\frac{\partial S}{\partial z}$  – радиус облака (м);  $\mu = 0.2/R$ ;  $K_1 = \frac{\rho}{\rho dz}$ ;  $G(z) = -K_1 \phi_S$  –  $\frac{\partial S}{\partial z}$  – функция, описывающая генерацию облачных капель за счет конденсации ( $\Psi_S$  – абсолютная насыщающая влажность воздуха);

9 – ускорение свободного падения;  $\mathcal{L}$  – удельная теплота конденсации;  $\mathcal{C}_{\rho}$  – теплоемкость воздуха;  $\gamma_{a}$  – сухоадиабатический градиент.

При расчете конвекции решалась задача Коши для систе. мы (1). В качестве начальных данных задавались значения

комых величин на уровне основания облака 
$$Z_g$$
  
 $X(z_g) = \begin{vmatrix} w_g \\ m_g \\ T_g \\ R_g \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 1+5\cdot 10^{-4}R_g \\ 0 \\ T_e(z_g)+0, 1 \\ R_g \end{vmatrix}$ 

ис

Решение системы (1) определено на промежутке  $z_R \leq z \leq H_{\sim}$ где Hm таково, что при Z + Hm, W - O (здесь Hm-высота верхней границы облака). Предполагалось, что при 7 ≥ H<sub>т</sub>значения переменных равны их значениям в окружаюшей облако атмосфере. Решение (1) проводилось численно на БЭСМ-6 по методу Рунге-Кутта при помощи стандартной подпрограммы. Для определения Rg применялся способ выбора радиуса облака на уровне основания, предложенный и опробованный на материале наблюдений в /3/. Задавая различные значения Rg и выполняя решение (1) при заданной стратификации атмосферы, подбиралось такое значение Rg, при котором Hm /2Rg ≈ 1. Для удобства дальнейших расчетов вертикальный профиль W (Z), непосредственно полученный в результате численного решения (1), аппроксимировался трехпараметрической формулой:

(2)

$$w(z) = 4 w_m^m \left(\frac{z}{H_m}\right)^a \left[1 - \left(\frac{z}{H_m}\right)^a\right], \qquad (3)$$

где  $W_m^m$  – максимальное значение вертикальной скорости (нижний индекс указывает на максимум по высоте, верхний – по времени).

Построение модели, адекватно описывающей совместное действие ряда факторов, определяющих рост облака до максимальных размеров, время его жизни и изменение динамических характеристик со временем, по-видимому, несовместимо с поставленной целью разработать просто реализуемую модель. Поэтому был выбран путь полуэмпирического описания зависимости поля вертикальной скорости от времени. Основными параметрами, использованными при описании W ( $\mathbf{z}, \mathbf{t}$ ), служили:  $T_1$  - время, необходимое для стационирования восходящего потока;  $T_2$  - длительность периода, в течение которого вертикальная скорость затухает.

Для определения T<sub>2</sub> служила найденная при обработке результатов радиолокационных наблюдений /4,8/ линейная

связь между максимальной площадью конвективной ячейки на уровне основания облака и длительностью ее существования. Поскольку радиус облака выбирался пропорциональным его вертикальной мощности, то  $T_2 = \alpha \quad H_m^2$ . По данным наблюдений,  $\alpha \approx 3.10^{-5}$  с/м<sup>2</sup> /4/.

Зависимости максимальной вертикальной скорости и высоты верхней границы облака от времени задавались следующими:

$w_m(t) = w_m^m Y_1(t) ;  Y_1(t) = \sin\left(\frac{\pi}{2} \frac{t}{T_1}\right) \text{ при}$	$0 \leq t \leq T_1$
$\sin\left[\frac{\widetilde{\eta}}{2}\left(\frac{t-T_{i}}{T_{2}}+1\right)\right] \Pi \mathbb{P} \mathbb{N}$	$T_1 < t \leq T_1 + T_2$
[~ ( <sup>1</sup> 2 / ) О при	$\epsilon > T_1 + T_2^{(4)}$
$\int \sin\left(\frac{\pi}{2}\frac{t}{T}\right) \pi \mu$	$0 \leq t \leq T_1$
$H(t) = H_m Y_2(t); Y_2(t) = \begin{cases} t & t \\ t & t \\ t & t \end{cases}$	$t > T_1$ .

За начало отсчета времени принят момент возникновения восходящего потока воздуха. Для определения вертикального W (Z) в каждый момент времени значения Wm и профиля Н для этого момента подставлялись в формулу (3) вместо Н . Вид зависимостей (4) согласуется как с ₩**т**и общими представлениями об изменении этих величин со временем. так и с результатами расчетов по трехмерной модели облака /11/. Полученная зависимость w ( z , t ) использовалась далее при расчете процессов осадкообразования. Интегрирование по горизонтальной координате уравнений, описывающих изменение массы различных компонентов атмосферной влаги в пространстве и во времени, приводит к следующей системе уравнений:

$$\begin{array}{c} \frac{\partial Y}{\partial t} + \frac{\partial B_{I}}{\partial z} = B_{2}, \\ y = \left\| \begin{array}{c} m\\ M_{R}\\ M_{H}\\ m_{I} \end{array} \right\| B_{I} = \left\| \begin{array}{c} wm\\ (w+v_{R})M_{R}\\ (w+v_{H})M_{H}\\ wm_{I} \end{array} \right\|; B_{I} = \left\| \begin{array}{c} wm\\ (w+v_{R})M_{R}\\ (w+v_{H})M_{H}\\ wm_{I} \end{array} \right\|; B_{I} = \left\| \begin{array}{c} m\begin{pmatrix} \partial w\\ \partial z} - K_{1}w \end{pmatrix} - wM_{R} + \Psi M_{R}v_{R} + F_{R}\\ M_{R} \left( \frac{\partial w}{\partial z} - K_{1}w \right) - wM_{H} + \Psi M_{H}v_{H} + F_{H}\\ m_{I} \left( \frac{\partial w}{\partial z} - K_{1}w \right) - \psi wm_{I} + F_{I} \end{array} \right\|$$
(5)

Здесь  $M_R$  - абсолютная ( $r/m^3$ ) водность дождевых капель (принято, что граничное значение радиуса частиц, разделяющее облачные и дождевые капли, равно 100 мкм); Ми – ледность града;  $M_{\tau}$  - ледность облачных кристаллов;  $V_{\rho}$ ,  $V_{H}$  -

средневзвешенные по объемам скорости падения гидрометеорных частиц;  $F_{c}$ ,  $F_{R}$ ,  $F_{H}$ ,  $F_{I}$  - скорости изменения m, Mg, My, m, за счет микрофизических процессов;  $\Psi$  - коэффициент, учитывающий изменение водности за счет изменения радиуса восходящего потока. При выводе (5), как и при выводе (1), предполагалось, что значения переменных равномерно распределены по сечению облака. Начальные и граничные условия к системе (5) следующие:

при t=0 и  $0 \le 2 < H_m$ ;  $m = m_e$ ,  $M_R = M_H = M_T = 0$ ;

при  $Z = H_m$ 

$$m = m_{e}$$
,  $M_{p} = M_{H} = m_{\tau} = 0$ .

(6)

Рассматривались микрофизические процессы, обозначенные следующими символами:

$$F_{c} = -P_{1} - P_{2} - P_{4} - P_{5} + P_{7};$$

$$F_{R} = P_{1} + P_{2} - P_{3} + P_{6} - P_{7} + P_{8};$$

$$F_{H} = P_{3} + P_{4} - P_{6} - P_{8};$$

$$F_{I} = P_{5}.$$
(7)

Здесь Р, - автоконверсия (образование крупных дождевых капель за счет слияния мелких облачных капель между собой); Р<sub>2</sub> - коагуляция между дождевыми и облачными каплями; Р3 - замерзание крупных капель; Р4 - коагуляция между гидрометеорными ледяными частицами и облачными каплями; Р<sub>5</sub> - замерзание мелких капель; Р<sub>6</sub> - таяние гидрометеорных ледяных частиц; Р7 - испарение дождя; Р9 -

срыв жидкой оболочки с градин при положительных температурах.

Для того чтобы сделать расчеты микрофизических процессов доступными для реализации на ЭВМ в рамках модели облака, применялась параметризованная схема микрофизических процессов. В результате параметризации выражения для  $F_{C}$ ,  $F_{R}$ ,  $F_{H}$ ,  $F_{I}$ ,  $V_{R}$ ,  $V_{H}$  получаются в виде зависимо-стей от m,  $M_{R}$ ,  $M_{H}$ ,  $m_{I}$ . В табл.1 приведены расчетные

Таблица 1

Формула для расчета микрофизических процессов

Примечание	$(n_0)_{\beta}/M^{-3}/- кон-иентрация; (votn)_{\beta} -коэффициент вариацииспектра облачных капелиу основания облака$	Е <sub>R</sub> - коэффициент захва- та для дождевых капель	2 - скорость образо- вания гетерофазных за- родышей	X (' - температура в <sup>O</sup> C; Е <sub>H</sub> <sup>-</sup> - коэффициент захва- та для крупы и града; Р - отношение плотно- сти льда и плотности воды	
Математическое выражение	$m^2$ 60(5+ $\frac{3,66.10^{-8}(n_0)g}{m(varn)_{f}}$	5,79.10 <sup>-3</sup> $M_{R}^{0,925} m E_{R} e^{x} p$ (K <sub>1</sub> z /2)	$2,54.10^{-9} M_{g}^{1,450} \Omega$	1,92.10 <sup>-3</sup> $M_{\mu}^{0,925} m E_{\mu} \rho^{-0,375} c_{a}^{-0,5}$ x exp( $K_{1} z/2$ ) $\frac{t'   t'  }{2t'}$	2424
Рассчитываемая величина	P1 r/(M <sup>3</sup> ·c)	P2 r/(m <sup>3</sup> ·c)	P <sub>3</sub> r/(M <sup>3</sup> .c)	P4 r/(M <sup>3</sup> •c)	

т іфітитор.	Примечание	1	f - относитель ная влажность в долях единицы, Е - давление на сыщенного водя- ного пара в гЛа	1	I	1	1
anhawinohodin	Математическое выражение	2,74.10 <sup>5</sup> $\Omega n_0 \beta^{-6} \int_{i=1}^{6} (\beta + 1) d_m^{6}$	$5,49\cdot10^{-4} M_{\rm H}^{0,809} \rho^{-0,68} \left\{ t'+2,28 \left\{ \frac{Ef}{4,61\cdot10^{-3}T} - 4,85 \right\} \right\} = 4,85 \left\{ \frac{t'+t'}{2t'} \right\}$	$-7,28 M_{\textbf{R}}^{0,79} \frac{f-1}{10^5 \frac{1}{} (5,42\cdot10^3 \frac{1}{} -1)+193 \frac{1}{}}{10^5 }$	$\frac{1,92\cdot10^{-3} M_{\rm H}^{0,925} m E_{\rm H} \rho^{-0,375} C_{a}^{-0,5} exp (K_{\rm I} z/2) x}{1\ell' + \ell'}$	-4,66 $M_{R}^{0,075} exp (K_{1} z / 2)$	$-9.18 M_{\rm H}^{0.075} \rho^{0.375} \zeta_{\rm a}^{-0.5} exp({\rm K}_{\rm 1} z/2)$
	Рассчитываемая величина	P <sub>5</sub> r/(M <sup>3</sup> •c)	P <sub>6</sub> r/(M <sup>3</sup> ·c)	$P_{\mathcal{T}} r/(M^3 c)$	P <sub>8</sub> r/(M <sup>3</sup> ·c)	VR M/C	VH M/C

Продолжение таблицы 1

	· · · · · · · ·			
Примечание		I	1	
Математическое выражение	-1,22.10 <sup>-1</sup> M <sub>R</sub> 1,225	-0,92 $M_{_{\rm H}}^{1,223} \rho$ 1,125 $\zeta_{a}^{-1,5}$	43,21 + 14,36 $lgM_R$	65,64 + 14,16 <i>lgM<sub>H</sub></i>
Рассчитываемая величина	<b>£<sub>R</sub></b> Дж/(м <sup>2</sup> с)	<b>Е</b> н Дж/(м <sup>2</sup> с)	Z <sub>R</sub> gb	Z <sub>H</sub> gb
формулы (без вывода параметризованных уравнений). Для описания процесса автоконверсии (P<sub>1</sub>) применялась формула Берри /12/. Остальные формулы получены автором; при выводе ряда формул использовалась работа /9/.

Кроме выражений для  $P_1 - P_8$ ,  $V_R$ ,  $V_H$  в табл.1 приведены также выражения для потоков кинетической энергии дождя и града  $\xi_R$ ,  $\xi_H$  и полуэмпирические формулы для вычисления коэффициентов радиолокационной отражаемости дождя -  $Z_R$  /13/ и града -  $Z_H$  /15/.

Для численного решения системы (5) использовалась схема Лакса. Это явная, условно устойчивая схема с аппроксимацией 2-го порядка точности по **2** и 1-го по **t**. Конечно-разностная формула, соответствующая (5), имеет вид:

$$Y_{k}^{n+1} = \frac{1}{2} \left( Y_{k+1}^{n} + Y_{k-1}^{n} \right) - \frac{T}{2h} \left[ B_{1k+1}^{n} - B_{1k-1}^{n} - h \left( B_{2k+1}^{n} + B_{2k-1}^{n} \right) \right] .$$
(8)

Здесь k, n - номера уровней по высоте и по времени; h, T - шаги по высоте и времени. Использовалось 200 уровней по высоте, что, как показывают контрольные расчеты, обеспечивает достаточную точность. Шаг по времени выбирали исходя из критериев устойчивости численной схемы:

$$h = 0,05 H_m; T = min(T_1, T_2, T_3, T_4); T_1 = 10 c; T_2 = \frac{0,95h}{|w_m|};$$

 $z_3 = \frac{0,95h}{|w+v_g|_{max}}$ ;  $z_4 = \frac{0,95h}{|w+v_{\mu}|_{max}}$ . (9)

Затраты машинного времени на полный расчет одного варианта составляют в среднем около 30 мин (на БЭСМ-6).

Далее представлены примеры решения приведенных выше уравнений. Расчеты производились для следующих атмосферных условий: высота уровня основания облака -Zg = 1 км, температура на уровне основания - +8 °C, относительная влажность постоянна по всей толще атмосферы и равна 70%. Задавалось линейное падение температуры с высотой, значения градиента температуры менения значений  $\gamma$  был получен набор из 4 вариантов, отвечающих разным степеням развития облачной конвекции (табл.2). В табл.2 приведены следующие рассчитанные по модели характеристики осадков:  $P_T$  - общее количество осадков, выпавших из облака за весь период выпадения осадков, Р – эффективность осадкообразования (Р определялась эф определялась воды, выпавшей на землю через основание цилиндрического столба, расположенного внутри облака, к массе воды, сконденсировавшейся внутри этого столба), Р<sub>т эксп</sub> – обшее количество осадков, рассчитанное для параметров данного облака по статистической модели осадкообразования в форме уравнения регрессии /7/.

Таблица 2

<b>ү °</b> С / 100 м	0,80	0,75	0,70	0,65
<sup>Н</sup> <b>т</b> км	10,41	8,18	6,12	3,80
Т <sub>1</sub> + Т <sub>2</sub> мин	65	46	35	33
<b>₩</b> м/с	27,80	19,21	11,40	4,96
Р <sub>эф</sub> %	26	16	15	20
Р кг т	4,44·10 <sup>9</sup>	8,73·10 <sup>8</sup>	<sup>3</sup> 2,14x x108	2,85x x10 <sup>7</sup>
Р кг тэксп	1,20.10 <sup>9</sup>	3,98.10 <sup>8</sup>	1,35x x108	2,80x x10 <sup>7</sup>

#### Основные результаты расчетов

Величина Р является важной интегральной характеристикой процесса осадкообразования. Ссгласно существующим экспериментальным оценкам /6/, для кучево-дождевых облаков, дающих 10° кг осадков, Р<sub>эф</sub> составляет около 19%; расчетное значение хорошо согласуется с этим результатом (см.табл.2). Более подробные данные о выпадении осадков представлены на рис.1. Кроме значений интенсивности осадков (потоков массы)  $I_{R}J_{R}$ , на рис.1 показаны значения потоков кинетической энергии  $\mathcal{E}_{R}$ ,  $\mathcal{E}_{H}$ , переносимой осадками. С потоком кинетической энергии тесно связан ущерб, наносимый градобитиями. Полученные расчетным путем значения  $I_{\rho}$ ,  $\mathcal{E}_{H}$  согласуются с характерными значе-

ниями этих величин, наблюдавшимися в средних широтах /15,16/. Заметное количество осадков в форме града выпадает только из облака с H<sub>m</sub> = 10,41 км.



Рис.1. Зависимость интенсивности и потока кинетической энергии осадков от времени.

a)  $1 u 2 - I_R u I_H$  при  $H_m = 10,41$  км;  $3 u 4 - I_R u I_H$  при  $H_m = 8,18$  км. 6)  $1 u 2 - \mathcal{E}_R u \mathcal{E}_H$  при  $H_m = 10,41$  км;  $3 u 4 - \mathcal{E}_R u \mathcal{E}_H$  при  $H_m = 10,41$  км;  $3 u 4 - \mathcal{E}_R u \mathcal{E}_H$  при  $H_m = 8,18$  км. B)  $1 - I_R$  при  $H_m = 6,12$  км;  $2 - I_R$  при  $H_m = 3,80$  км. r)  $1 - I_R/I_{Rmax}$  при  $H_m = 3,80$  км;  $2 - I_R/I_{Rmax}$  при  $H_m = 3,80$  км;  $T_R - длитель-$ ность периода с  $I_R > 0,1$  мм/ч; 3 u 4 - uзмеренные значения с  $I_R/I_{Rmax}$  для облака с  $I_{Rmax} =$ = 59 мм/ч и  $I_{Rmax} = 12,5$  мм/ч (по /14/).

Однако даже для такого облака поток массы дождя значительно больше потока массы града (см.рис.1а). Для значений потока кинетической энергии соотношение обратное (см. рис.26). Сопоставляя рассчитанный временной ход  $I_R$  для облаков разной мощности (см.рис.1а, 1в), можно заметить, что по мере увеличения мощности облака момент достижения  $I_{max}$ смещается на относительно более ранний период выпадения осадков. Особенно хорошо эта тенденция видна на рис.2г, где зависимость интенсивности дождя от времени представлена в безразмерной форме. Сопоставление с записями  $I_R$  (t), выполненными малоинерционными измерительными приборами /14/ (см.рис.1г), показывает, что аналогичная тенденция наблюдается в природе. Пространственно-временная структура полей m,  $M_R$ ,  $M_H$ ,  $Z_R$ ,  $Z_H$  представлена на рис.2. Значения  $Z_H$  для представленного на рис.2 примера, как правило, превышают значения  $Z_R$ , что согласуется с результатами экспериментальных исследований кучево-дожденных облаков /10/.



Рис.2. Пространственно-временные изменения (изолинии: водности облачных капель (а); водности дождя (б); ледности крупы, града (в); коэффициента радиолокационной отражаемости (г) дождя (1) и града (2).

### Список литературы

1. А бшаев М.Г., Бекряев В.И., Жубоев М.М. Сравнение струйной модели облачной конвекции с результатами ракетного зондирования облаков. – Труды ВГИ, 1978, вып.39, с. 61-65.

2. Бекряев В.И., Воробьев Б.М. Струйная модель облачной конвекции. Численный эксперимент. – Изв. АН СССР. ФАО, 1972, т. 8, № 9, с. 925–935.

3. Бекряев В.И., Довгалюк Ю.А., Зинченко А.В. Определение некоторых свойств ансамбля конвективных облаков по данным аэрологического зондирования. – Труды ГГО, вып.405, с. 3-9.

4. Брылев Г.Б., Михайлова Е.И. Характеристики изолированных очагов осадков по данным учащенных радиолокационных наблюдений. – В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран.– Л.: Гидрометеоиздат, 1981.

5. Качурин Л.Г., Бекряев В.И., Воробьев Б.М. Приложение метода турбулентных струй к расчету конвективных движений в атмосфере. – В кн.: Труды УШ Всесоюзной конференции по физике облаков и активных воздействий. 1970, с. 213-219.

6. Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. –230 с.

7. Х у с и д С.В. Экспериментальные исследования процесса формирования осадков в конвективных облаках. – Автореф. дис.... канд. физ.-мат. наук. Обнинск, 1975. – 22 с.

8. G r u z L. A. Venezuelan rainstorms seen by radar. – J. Appl. Met., 1973, vol. 12, N 1, p. 119 – 126.

9. Kessler E. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. – Met. Mon., 1969, vol. 10, N 32, Boston, Am. Met. Soc.

10. K n i g h t C. A., B. G. Foot, P. W. Summers. Results of a randomized hail suppression experiment in northeast Colorado. Pt. 9. - J. Appl. Met., 1979, vol. 18, N 12, p. 1629 - 1639.

11. Man Kong Jau. The effects of evaporation water load and wind shear on cloud development in a three-dimensional numerical model. -J. Atm. Sci., 1980, vol. 37, N 2, p. 488 - 494.

12. Ogura J., Takahashi T. Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell. – Mon. Wea. Rev., 1971, vol. 99, N 12.

13. Sekhon R. S., R. C. Srivastava. Doppler radar observation of drop-size distributions in a thunderstorm. - J. Atm. Scien., 1971, vol. 28, N 6, p. 983 - 994.

14. V a u g h a m H. C., K. L. R a n c o u r t. On the characteristics of single-cell showers. Proceedings of WMO/IAMAP Sci. Conf. on Weather modification. Tashkent, 1973. WMO N 399, 1974, p. 473 - 485.

15. Waldvogel A. W., Schmid B., Federer B. The kinetic energy of hailfolls. Pt 1. – J. Appl. Met., 1978, vol. 17, N 4, p. 515 – 520.

16. Z a w a d z k i I.1., R o C. U. Correlations between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters. -J. Appl. Met., 1978, vol. 17, N 9, p. 1327 - 1334.

## Ю.А.Довгалюк, Е.В.Оренбургская, Т.Л.Угланова

# О ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ И ВЫПАДАЮЩИХ ИЗ НИХ ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЕМНЫХ ОБЛАСТЕЙ

#### Введение

В районах недостаточного увлажнения осадки, выпадающие в течение конвективного периода, играют решающую роль в формировании условий произрастания сельскохозяйственных культур. В теплое полугодие (апрель-октябрь) для этих районов характерны облака вертикального развития и системы облаков  $A_{5} - N_{5}$ . Для успешного проведения работ по активным воздействиям с целью вызывания осадков необходимо установить, какие осадкообразующие облака вносят основной вклад в летние месячные суммы осадков, а также какова повторяемость облаков этого типа в исследуемом районе.

Количество осадков из облаков различных форм

Для районов недостаточного и умеренного увлажнения ETC из TM-1 за период с 1968 по 1972 г. выбирались данные о количестве осадков, выпадающих из кучевообразных (конвективных) и слоистообразных облаков. Полученные данные представлены в табл.1.

Таблица 1

Станшия	Кучево	образные	Слоистообр	разные
	MM	%	ММ	%
Чернь Калуга Витебск Саратов Казань	44,0 34,3 38,1 28,1 36 8	85 64 66 84 70	8,4 20,5 19,4 5,5	15 36 34 16 30
Пинск Высокое	64,9 62,1	81 89	12,3 6,7	19 11

Среднее месячное количество осадков из облаков различных форм (май-август)

79 <sub>OB</sub>

Из данных табл.1 следует, что в летние месяцы в среднем по району около 76% осадков обусловлено облаками вертикального развития. В южной части района количество осадков из конвективных облаков составляет 84-89%, что согласуется с данными, полученными в работе /1/ для территории Украины.

Таким образом, в изучаемом районе основной вклад в сумму летних осадков дают конвективные облака, что важно для постановки широких экспериментов по искусственному вызыванию осадков.

## Пространственно-временное распределение кучеводождевых облаков

В связи с тем что большая часть осадков выпадает из конвективных облаков, встал вопрос о необходимости исследования облаков этого вида, а именно мощных кучевых и кучево-дождевых (*Cu cong., Cb*). В данной работе приведены результаты расчетов числа дней с этими облаками в Центрально-черноземных областях (ЦЧО) и Брянской области. Для равнинных районов недостаточного и умеренного увлажнения день считался пригодным для воздействия, если наблюдатель отмечал хотя бы в один из сроков наблюдений наличие кучево-дождевых облаков при степени покрытия неба 5 баллов и более /5/.

Для подсчета числа дней с *Св* использовались материалы восьми срочных наземных наблюдений за конвективными облаками (цифры кода 2,4) за 10-летний период по 56 станциям ЦЧО и Брянской области с апреля по октябрь. Обоснование возможности использования данных восьмисрочных наблюдений для оценки повторяемости конвективных облаков выполнено в работе /3/.

Для выявления надежности результатов, полученных на относительно коротком 10-летнем периоде, было проведено сравнение количества выпавших осадков исследуемого ряда с многолетними данными, приведенными в Справочнике по климату СССР /4/. Оказалось, что только для 10% станций за рассмотренный период отмечено количество осадков несколько большее, чем по данным /4/. На остальных станциях количество выпадающих осадков было меньше нормы. В работе /2/ указано, что в период 1955-1975 гг. увлажненность сельскохозяйственных районов ЕТС была пониженной. Такое качественное совпадение позволяет считать, что результаты, полученные на 10-летнем ряде наблюдений, репрезентативны и могут быть использованы для оценки ресурсной облачности.

Формирование облачности происходит под влиянием циркуляционных факторов и подстилающей поверхности. Черноземный центр расположен в южной половине Русской равнины. Самые низкие высоты, от 100 м на севере до 60 м на юге, находятся в долине р.Дона, которая делит эту область на два обособленных орографических района. С запада к Дону примыкает Среднерусская возвышенность; наивысшие точки возвышенности достигают 300 м над уровнем моря. На северо-востоке местность также поднимается до 210 м; здесь сказывается влияние Приволжской возвышенности. На юге находится Калачская возвышенность, с наибольшими высотами до 245 м. Наличие даже таких незначительных возвышенностей оказывает влияние на повторяемость *СВ*.



Рис.1. Среднее месячное число дней с *СВ* за апрель-сентябрь.

Так, число дней с кучево-дождевыми облаками, как видно из рис.1, за светлое время суток изменяется в довольно широких пределах, в среднем от 4 до 15 в месяц. Причем различия в числе дней с *Св* велики даже в том случае, если станции находятся недалеко друг от друга, что не может быть следствием циркуляционных процессов, а связано с неоднородностью подстилающей поверхности. Так, например, на относительно низко расположенных станциях Старый Оскол (150 м над ур.м.) и Новый Оскол (125 м над ур.м.) число дней с *Св* больще, чем на близко расположенной к ним, но высокой станции Богородицкое-Фенино (221 м над ур.м.).

Для перечисленных станций эти значения равны соответственно 13,14,8. Отмечаемая в ряде работ зависимость между высотой местности и повторяемостью облаков является справедливой лишь для обширных физико-географических районов и не обнаруживается внутри каждого района. Поэтому если не учитывать данные отдельных станций, которые отражают специфические условия местности, то на рассматриваемой территории можно выделить два района с относительно большим числом дней с Св. Это северные части Брянской и Орловской областей, в которых кучево-дождевые облака могут наблюдаться почти в 50% дней месяца. Вторым районом является юго-восточная часть Среднерусской возвышенности. где число дней с ( в также имеет высокую повторяемость (12-14 в месяц). Пониженной повторяемостью СВ отличаются районы Окско-Цнинской и Тамбовской равнин. где число дней с этой формой облаков не превышает 8 в месяц. К отрогам Приволжской возвышенности начинается постепенное увеличение числа дней с СВ до 11. Довольно низкой повторяемостью Св отличаются также юго-западные районы Среднерусской возвышенности (в среднем до 9 дней в месяц).

Для решения отдельных практических задач важным является не только факт наличия кучево-дождевых облаков, но и продолжительность их существования. На рис.2 приведено распределение числа дней **N** с *CB*, когда облака наблюдались в течение длительного времени (З ч и более), в процентах от всех дней с кучево-дождевыми облаками. Как видно из рис.2 значение **N** увеличивается (от 50 до 70%) до водораздельной гряды холмов, которая проходит вблизи пунктов Поныри, Щигры, Короча и достигают максимума за грядой (80-90%). К востоку значения СВ начинают уменьшаться и в районе Тамбовской равнины уже не превышают 50%. Из рис.2 видно, что для кучево-дождевых облаков, существующих длительное время, наблюдается более тесная связь с орографией. Так, например, в распределении по территории всех дней с Св независимо от продолжительности их существования не имеется четкого увеличения повторяемости Св в районе водораздела. Влияние основной водораздельной гряды холмов проявилось только при рассмотрении числа дней с Св, существующих более З ч.



Рис.2. Повторяемость среднего месячного числа дней с с с с имеющими продолжительность существования 3 ч и более.

Помимо распределения числа дней с **Сб** по территории, рассматривалось распределение числа этих дней по месяцам теплого периода (апрель-октябрь). Максимальное число дней с кучево-дождевыми облаками может наблюдаться на территории ЦЧО в основном в июне, июле. Станции, расположенные на севере района, за исключением севера Тамбовской области (44% всех станций), имеют максимум **Св** в июле. По мере продвижения к югу, максимум **Св** сдвигается на более раннее время и для 56% станций наступает в июне. Такое распределение кучево-дождевых облаков наблюдается в Курской, Воронежской, Белгородской областях и в южной части Брянской области.

Суточный ход кучево-дождевых облаков более разнообразен, чем распределение числа дней с Св по месяцам теплого периода. В течение суток максимум Св может приходиться на широкий интервал времени (с 12 до 21 ч):

Время, ч	12-15	12-18	15	15–18 15–21	
Число слу- чаев с <b>Св</b> ,	6	6	59	28 2	
%	· · · · -				

Из приведенных данных видно, что почти 60% станций имеют максимум *Св* в 15 ч. Такое классическое распределение *Св* характерно для Орловской, Белгородской, Воронежской, Курской и севера Брянской областей. В Липецкой, Тамбовской и южной части Брянской областей максимум *Св* наблюдается в интервале 15-18 ч. Наконец, в отдельных районах, расположенных в различных областях, возможно как относительно раннее развитие конвекции (12 ч), так и позднее (21 ч). Доля станций, имеющих такой ход, невелика (до 13%).

Полученные средние значения числа дней с **Св** часто являются недостаточно полной характеристикой, так как они Аают только фоновое представление о распределении данной величины. Поэтому для изучаемого района были вычислены следующие параметры изменчивости: амплитуда (А), средние квадратические отклонения (**б**) и коэффициент вариации (**С**<sub>V</sub>). Колебания в числе дней между годами могут достигать 10, но для 1/3 станций значение амплитуды не превышает 5 дней. Максимальные значения среднего квадратического отклонения достигают 3 и отмечены только на 3 станциях, расположенных в долине р. Оскола. Для 50% территории **б**  $\leq$  2 дням.

Помимо пространственно-временного распределения числа дней с кучево-дождевыми облаками, представляет интерес рассмотреть, как часто из этих облаков выпадают осадки. Известно, что наличие кучево-дождевых облаков в районе станции еще не означает развития ливня. Возможны случаи, когда над станцией значительное время сохраняются **СВ**, а ливневые осадки не выпадают или выпадают над небольшой территорией.

Для выяснения этого вопроса по каждой станции было подсчитано число случаев с кучево-дождевыми облаками, не сопровождающимися осадками, и вычислена их доля от общего числа случаев с **СВ** (табл.2).

Как видно из данных табл.2 на рассматриваемой территории полученная величина изменяется в широких пределах: от 33 до 80%.

## Таблица 2

Доля	(%) K	учево-д	ождевых	0	блаков,	не	дающих	осадки,
OT	бще́го	числа	случаев	с	кучево-	дож	кдевыми	облаками

Станция	%	Станция	%
Липенк	73	Митрофановка	65
Каменная степь	59	Готия	38
Борисоглебск	58	Стародубское	56
Лев Толотой	50	Брянск	50
Павловск	65	Блон	61
Калач	51	Новохоперск	74
Богучар	40	Шигры	61
Конь-Колодезь	. 59	Ливны	58
Тамбов	55	Верховье	65
Ново-Касторное	58	Богородицкое-Фенино	52
Бел <b>го</b> род	58	Поныри	68
Большетроицкое	57	Обловка	65
Красная Гора	69	Дмитров Орловский	33
Старый Оскол	60	Тим	46
Остро <b>го</b> жск	80	Моршанск	33
Кирсанов	71	Злынка	40
Анна	68	Болхов	52
Льгов	58	Орел	46
Трубчевск	47	Новый Оскол	64
Курск	61	Жуковка	63
Воронеж	72	Почеп	52
Валуйки	73	Обоянь	67
Мичуринск	72		

Имеются районы, в которых облака не дают осадков в 80% случаев. Это относится к юго-восточным отрогам Среднерусской возвыщенности, к северной части Тамбовской равнины. В юго-западных районах Среднерусской возвышенности, наоборот, большая часть облаков доходит до стадии осадкообразования и только в 30% случаев осадки не отмечаются.

#### Выводы

1. На основании данных наземных наблюдений за облаками и выпадающими из них осадками получено, что в районах недостаточного и неустойчивого увлажнения в среднем более 76% осадков выпадает из облаков конвективных форм.

2. Наибольшее число дней с кучево-дождевыми облаками на территории ЦЧО и Брянской области наблюдается в северных районах Орловской, Брянской областей (до 15 в месяц) и юго-восточной части Среднерусской возвышенности (до 14 в месяц).

3. Для южных районов ЦЧО, максимум числа дней с *Св* отмечается в июне, для северных в июле.

4. Более половины станций имеют максимум кучево-дождевых облаков в 15 ч.

5. Количество облаков, не сопровождающихся осадками, на рассматриваемой территории изменяется от 33 до 80%.

### Список литературы

1. Бузян Т.О., Корниенко Е.Е., Курейко И.А. О вкладе осадков из различных форм облаков в общую сумму летних осадков в степной части Украины. – Труды УкрНИИ, 1972, вып.118, с. 117–123.

2. Мещерская А.В., Блажевич В.Г. Многолетние колебания общей увлажненности в основных сельскохозяйственных районах ЕТС, Северного Казахстана и Западной Сибири. - Труды ГГО, 1978, вып.400, с. 87-97.

3. Оренбургская Е.В. К методике подсчета числа дней с конвективной облачностью, пригодной для искусственного вызывания осадков. – Труды ГГО, 1979, вып.405, с. 128–131.

4. С правочник по климату СССР. Ч. 1У. – Л.: Гидрометеоиздат, 1968, вып.28, с. 98–117.

5. Чуваев А.П. К исследованию ресурсов искусственного увеличения осадков из конвективных облаков в районах недостаточного увлажнения. – Труды ГГО, 1966, вып.186, с. 49-62.

a second a magnetic state of the address

## А.А.Синькевич, Н.С.Шишкин

## ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ КУЧЕВЫХ ОБЛАКОВ (обзор)

Исследование температурного режима кучевых облаков имеет существенное значение для более глубокого понимания процессов, происходящих при естественном развитии и разрушении облаков и при активных воздействиях на них.

В настоящей статье мы рассмотрим опубликованные данные о термической структуре кучевых облаков слабого вертикального развития, мощных кучевых облаков и кучево-дождевых облаков, находящихся на разных стадиях жизни.

Облака слабого вертикального развития

В конце 40-х годов Г.Байерсом и Р.Брейамом /21-24/ в США и И.И.Честной /17/ в СССР были осуществлены первые опыты по исследованию термической структуры кучевых облаков слабого вертикального развития. Американские исследователи рассматривали стадию зарождения и развития совместно и назвали ее стадией кучевого облака. Измерения температуры в облаках выполнялись с помощью термистора, помещенного в защитный экран. Согласно данным Байерса и Брейама, температура воздуха в облаке, особенно в его верхней части, выше, чем в окружающем пространстве. Установлено, что в стадии диссипации температура в облаке ниже, чем в окружающем воздухе. По мере разрушения облака происходит восстановление температуры до среднего эначения на соответствующем уровне вне облака,

В работе И.И.Честной /17/ анализируются результаты исследования кучевых облаков при их пересечении на разных уровнях относительно основания. За период 1946-1948 гг. было изучено 207 облаков вида *Cu hum*. Из анализа данных измерений разности температуры  $\Delta t$  между облаком и окружающей средой следует, что среднее значение  $\Delta t$  для таких облаков составляет -0,6 °C. В /17/ анализируются также данные 32 пересечений кучевых облаков, которые в дальнейшем развиваются до *Cu cong*. Среднее значение  $\Delta t$ оказалось равным -0,2 °C. Однако для вершин развивающихся *Cu* оно составило положительную величину, равную 0,1 °C. И.И.Честной было исследовано 39 растекающихся *Cu*. Среднее значение  $\Delta t$  оказалось равным -0,3 °C. Наиболее низкие средние значения  $\Delta t$  отмечались в вершинах облаков (  $\Delta t = -0.5$  °C).

Рассматривая теоретически распределение температуры в кучевом облаке, Честная отмечает, что в центре облака температура должна быть выше, чем температура на той же высоте вне облака, за исключением его периферии, где сказываются процессы испарения капель. Сопоставляя экспериментальные данные с теоретическими представлениями, автор объясняет причину отрицательных значений  $\Delta t$  в облаках тем, что исследовались облака малой плотности с разрывами, которые по своей структуре не отличались от периферийной части. Кроме того, полученные отрицательные значения  $\Delta t$  в облаках связаны со смачиванием теромоприемника, что, возможно, явилось основной причиной отличия экспериментальных данных от теоретических представлений.

Как показали исследования Н.И.Вульфсона и др. /4,7/, в конвективных облаках даже малой мошности ход температуры не является плавным. Некоторые результаты исследований хода температуры в зарождающихся облаках приведены в статье /6/. Данные получены при исследовании облаков в течение одного дня. При этом авторы полагали, что до середины дня облака находились в стадии роста, а в конце – в стадии диссипации. Среднее значение превышения температуры  $\Delta t$  в облаках *Си hum*. составило 0,13 °C, максимальное превышение температуры относительно окружающего безоблачного воздуха -0,31 °C; в облаках *Си med*, эти значения равнялись 0,34 и 1,27 °C. Анализ хода температуры по результатам измерений в облаках показал, что в них одновременно возникало до трех конвективных потоков.

В /6/ рассмотрена также зависимость между расположением в облаке максимальных значений концентрации капель и максимальных превышений температуры конвективных потоков. Значения коэффициентов корреляции оказались в пределах 0,90-0,98. Отсюда авторами сделан вывод о том, что максимальная концентрация капель наблюдается в наиболее "теплых" частях конвективных потоков.

Детальные экспериментальные исследования термического режима облаков *Cuhum.- Cumed*.были проведены сотрудниками ЦАО и УкрНИИ /11/ в 1971-1974 гг. на самолете-лаборатории Ил-14. Проанализированы данные 183 пересечений облаков. Авторами установлено, что в небольших облаках мощностью 500-1000 м в 40-50% случаев регистрируемые возмущения температуры положительны, в 50-60% – отрицательны. В облаках наблюдаются существенные термические неоднородности. Средняя протяженность зон положительных и отрицательных пульсаций температуры равна 100-200 м. Средние возмущения температуры по всему сечению облака составляют от 0 до -0,2 °C в зависимости от высоты над нижней границей и мощности облаков. Причиной отрицательных значений  $\Delta t$  может являться то, что в основном исследовались облака в стационарной (зрелой) стадии или в стадии распада. Кроме того, могло сказываться смачивание термодатчиков в облаке (последнему эффекту при исследованиях уделялось серьезное внимание).

Некоторые данные о термическом режиме кучевых облаков спабого вертикального развития были получены в работах /13,15/. В общей сложности проанализировано 68 пересечений облаков Си hum-Си тед. С целью устранения погрешностей термоприемников. Связанных со смачиванием или обледенением. Измерения проводились с помощью установленного на борту самолета-лаборатории Ил-14 ИК радиометра. работающего в полосе поглощения водяного пара с центром 6,3 мкм. Излучение принималось с горизонтальной трассы перпендикулярно курсу самолета. Результаты исследований подтверждают сделанный американскими учеными Байерсом и Брейамом вывод о том. что в зарождающемся кучевом облаке температура выше, чем в окружающем пространстве. Среднее превышение температуры для облаков *Си hum.- Си med*. составило 0,4 °C, а среднее значение из максимальных превышений температуры равно 0,9 °С.

## Мощные кучевые облака

Исследования Байерса и Брейама показали, что в мощных кучевых облаках отклонение температуры  $\Delta t$  в облаке от температуры окружающего воздуха всюду больше нуля. В этой стадии под облаком осадков не наблюдается, хотя внутри облаков образуются крупные частицы. Согласно /17/, в быстро растуших  $\mathcal{L}u$   $\Delta t < 0$ , за исключением тех случаев, когда измерения производились в основании облака; здесь среднее значение  $\Delta t$  близко к нулю (всего было совершено 52 пересечения облаков). Как было отмечено выше, отрицательные значения  $\Delta t$  могут быть связаны со смачиванием термоприемников в облаке. Наличие смачивания под-тверждается тем, что наибольшие отрицательные значения **А***t* наблюдались в верхней части развивающихся облаков, где водность имеет максимальное значение.

Более поздние работы В.А.Зайцева, А.А.Ледоховича и Б.П.Сокольского /8-10/ показали, что в основании мощных кучевых облаков температура на 0,2-0,3 °С выше средней температуры воздуха вне облаков на той же высоте. В центральных частях облака превышение температуры может достигать 2-3 °С.

Наиболее полно вопрос о распределении температуры внутря кучевых облаков был исследован Вульфсоном /3,5/. Установлено, что в облаках мощностью 3-4 км может присутствовать до 15 конвективных потоков с горизонтальными размерами от десятков метров до нескольких километров. Превышение температуры воздуха в них, по данным Вульфсона, составляет от нескольких долей градусов до 3-4 <sup>о</sup>С. Средний диаметр струй составляет от нескольких десятков метров до 100-200 м.

В связи со сказанным представляет интерес сравнить линейные размеры термиков, полученные Вульфсоном по данным анализа пульсаций температуры, с размерами термиков, полученными другими методами. Весьма детальные экспериментальные исследования термиков с помощью планеров и легкого самолета Як-12М были проведены группой исследователей /2/ в 1965-1966 гг. Размеры термика фиксировались с помощью вариометра, установленного на борту самолета или планера. Оказалось, что в слое от земной поверхности до нижней границы конвективных облаков, наибольшую повторяемость имеют термики диаметром 0,5-1,5 км. Повторяемость мелких термиков (диаметром меньше 0,5 км) не превышает 5%.

Эти данные хорошо согласуются с результатами анализа стереофотограмметрических наблюдений за конвективными облаками, выполненными Б.Ш.Бериташвили и В.П.Ломинадзе /1/, над Южно-Грузинским нагорьем. По данным /1/, модальный диаметр отдельных облачных термиков равен 1 км. Авторами установлено, что при линейном размере неоднородности, равном 500 м, происходит переход от турбулентных вертикальных порывов к более упорядоченным мезомасштабным движениям.

Из вышеизложенного следует, что по вопросу о роли термиков разного размера в развитии облаков нет единого мнения. В частности, не ясен вопрос, можно ли рассматривать те термические неоднородности, которые фиксировал в своих исследованиях Вульфсон, как струи, которые осуществляют основной перенос в конвективных облаках, или их следует рассматривать как турбулентные вихри.

В работе /6/ наряду с мелкомасштабными термическими неоднородностями проанализировано общее изменение температуры в облаке относительно средней температуры на уровне полета вне облака. Среднее превышение температуры по облаку составило 0,36 °С, а экстремальное значение для всех исследованных облаков оказалось равным 1,69 °C (всего совершено 15 пересечений облаков). По данным работы /6/, области с максимальным превышением температуры у развивающихся облаков связаны с областями, где происходит образование и укрупнение капель. Однако количественную связь между превышением температуры и параметрами микроструктуры (а в ряде случаев, возможно, и качественную) трудно установить и интерпретировать в связи тем, что при измерении температуры в облаке контактными термоприемниками облачные частицы оказывают влияние датчик температуры.

В /6/ приведены результаты исследования 20 кучевых облаков *Cucong. – Cumed.*, находящихся в стадии диссипации. Среднее значение превышения температуры в облаках было положительным:  $\Delta \bar{t} = 0.32$  °C.

Согласно данным /28/, распад облаков происходит двумя путями: посредством испарения облачных частиц при развитии нисходящего потока без выпадения осадков и посредством вымывания облаков осадками. В первом случае время распада облаков может быть весьма малым (облака мощностью 4-6 км распадаются за 5-10 мин). При этом следует ожидать довольно низких значений At.

В монографии /11/ анализируются результаты 35 пересечений мощных кучевых облаков (H = 2..3 км). Исследованные облака были почти всегда холоднее окружающего воздуха  $\Delta t$  = -0,3 ... -0,4 °C. Экстремальные (пиковые) значения пульсаций температуры, зарегистрированные авторами в период исследований, составляют -8,3...+1,7 °C. Возможно, полученные отрицательные значения  $\Delta t$  связаны с тем, что количество растущих *Сисопд*. было мало.

Кроме перечисленных работ, существует еще несколько публикаций /16,26,29,31/, в которых приводятся результаты исследований мощных кучевых облаков, находящихся в стадии развития. Однако они основываются на меньшем экспериментальном материале, чем рассмотренные выше.

Наши исследования, выполненные с помощью ИК радиометра, показали, что развивающиеся мощные кучевые облака имеют температуру выше средней температуры воздуха на соответствующем уровне вне облака /14,15/ (анализируется 73 пересечения развивающихся мощных кучевых облаков и 46 пересечений облаков, находящихся в стадии стабилизации). Превышение температуры в облаке  $\Delta t$  зависит от высоты над его основанием. В условиях эксперимента оно возрастает до 2-3 км над основанием облака ( $\Delta t = 0.8 \ ^{\circ}C$ ), а далее, на высоте 3-4 км, несколько уменьшается (  $\Delta t$ = 0,7 °С). В стадии стабилизации значение превышения температуры **Δt** в мощных кучевых облаках уменьшается в среднем в 2 раза по сравнению со стадией развития. Средняя протяженность термических неоднородностей в развивающихся облаках составила 0,3-0,4 км. При разрушении мощных кучевых облаков происходит увеличение абсолютных значений отрицательных возмущений температуры и возрастание протяженности участков, имеющих температуру ниже средней на соответствующем уровне вне облака. Для наиболее статистически обеспеченных данных (32 пересечения) в слое 1-2 км над основанием облака  $\Delta t = -0.2$  °C.

#### Кучево-дождевые облака

Рядом с кучево-дождевыми облаками и внутри них наблюдаются возмушения температуры, достигающие нескольких градусов. Единственные более или менее систематические исследования температуры внутри Св были выполнены Байерсом и Брейамом /21-24/. Исследователями установлено, что в начале стадии зрелости восходящие потоки в конвективных облаках теплее окружающей среды на 1-4 °С. Превышение температуры растет от основания облаков вверх. Однако авторы не приводят данных, до какого уровня продолжается такой рост. В зрелой стадии в облаке появляются нисходящие потоки, в которых температура ниже, чем в окружающем воздухе. Особую роль играют процессы испарения осадков, приводящие к охлаждению воздуха и усилению нисходящего движения /27,30,33/. Наиболее низкие значения температуры наблюдаются в конце стадии зрелости ( |  $\Delta t$  | > > 4 °C).

Некоторые данные о средних превышениях температуры внутри предвершинной части Св приводятся С.М.Шметером /19.20/. Анализируя данные самолетных наблюдений он установил, что внутри предвершинной части Cb в стадии роста и зрелости среднее превышение температуры  $\Delta t$  составляет соответственно 0,3 и 0,2 °C. Экстремальные значения температуры относительно окружающего безоблачного воздуха составляет пля растуших облаков 5.1 °C и пля зрелых

CB 1,1 °C. Однако, как указывает автор, весьма сложно получить надежные данные о температуре внутри CB из-за малой точности измерений. Действительно, погрешности измерений температуры внутри участков с большой водностью и крупными каплями резко увеличиваются вследствие смачивания и обледенения термометров. Исследования термического режима в окрестностях распадающихся CB показали, что средние значения  $\Delta t$  для предвершинной части CB, сбоку от верхней половины облаков и над облаками оказались равными 0,2 °C. Наибольшая повторяемость значений  $\Delta t$  внутри предвершинной части CB заключена в пределах от О до -0,2 °C (31%).

Представляет интерес вопрос об изменении температуры в облаке в процессе его кристаллизации. Косвенные данные, а именно динамический рост облака при активных воздействиях, указывают на то, что величина превышения температуры в облаке за счет тепла фазовых переходов может достигать нескольких градусов /12,25,32/. Однако по вопросу динамического роста облаков нет единого мнения, так как надежный анализ причин роста облаков после воздействия, как правило, отсутствует.

В июле-августе 1979 г. нами было проведено изучение термического режима кучево-дождевых облаков (в общей сложности было совершено 28 пересечений **(%)**. Среднее превышение температуры в верхней половине в развивающихся **(%)** составило 0,4 °С, в стадии стабилизации 0,3 °С, а в стадии разрушения 0,1 °С. Причина столь малых зарегистрированных температурных возмущений в **(%)** может быть объяснена тем, что исследования в облаках производились только в том случае, если в них не наблюдалось интенсивных турбулентных движений.

Приведенные в данной статье результаты изучения термической структуры кучевых облаков носят весьма противоречивый характер, что объясняется трудностями исследований и интерпретации данных. Большинство авторов цитированных работ отмечают, что величина  $\Delta t$  возрастает по мере развития облака, а далее, при разрушении облака наблюдается ее уменьшение. Однако объем экспериментального материала мал, вопросы методики измерений недостаточно проработаны, и для окончательных выводов требуется продолжение исследований.

## Список литературы

1. Бериташвили Б.М., Ломинадзе В.П. О характерных размерах элементов конвективных облаков.-Изв. АН СССР. ФАО, 1972, т. 8. № 12, с. 1310-1313.

2. Будилова Е.П. и др. Исследования термиков с помощью планеров и легкого самолета. - Труды ГГО, 1968, вып.224, с. 62-70.

3. В ульфсон Н.И. Исследование конвективных движений в кучевых облаках. – В кн.: Исследования облаков, осадков и грозового электричества. – М.: Гидрометеоиздат, 1961, с. 120-132.

4. В ульфсон Н.И. Компенсационные нисходящие течения, обусловленные развивающимися кучевыми облаками.-Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 1, с. 94-103.

5. В ульфсон Н.И., Лактионов А.Г., Скацкий В.И. Исследование кучевых облаков. – В кн.: Труды УШ Всесоюзной конференции по физике облаков и активных воздействий. Л.: Гидрометеоиздат, 1970, с. 22-30.

6. Вульфсон Н.И., Лактионов А.Г., Скацкий В.И. Структура кучевых облаков на различной стадии развития. - Изв. АН СССР.ФАО, 1973, т. 9, № 5, с. 500-509.

7. В ульфсон Н.И. Метод изучения компенсационных нисходящих течений около развивающихся кучевых облаков. – ДАН СССР, 1957, т. 112, № 4, с. 515-519.

8.3 айцев В.А., Ледохович А.А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 256 с.

9. Зайцев В.А., Ледохович А.А. Приборы и методика исследования облаков с самолета. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 176 с.

10. Зайцев В.А., Ледохович А.А., Сокольский Б.П. Некоторые результаты экспериментального исследования кучевых облаков. - Труды ГГО, 1967, вып.202, с. 86-94.

11. К учевые облака и связанная с ними дефор-

мация полей метеоэлементов/ Под ред. И.П. Мазина и С.М. Шметера. - Труды ЦАО, 1977, вып.134, с. 126.

12. Седуиов Ю.С. Физика образования жидко-капельной фазы в атмосфере. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972.– 207 с.

13. Синькевич А.А. Исследование термических характеристик кучевых облаков слабого вертикального развития. – Обнинск.: ВНИИГМИ-МЦД, 1981, деп. № 114 гм Д-81.

14. Синькевич А.А. К вопросу о распределении температуры в мощных кучевых облаках, переходящих в кучево-дождевые. - Труды ГГО, 1981, вып.439, с. 102-108.

15. Синькевич А.А. Экспериментальное исследование термических характеристик облаков с помощью радиометра ИК диапазона. – Автореф. дис.канд. физ.-мат. наук Л. 1981. – 17 с.

16. Хачатрян С.П. Поле температуры в кучевом облаке. – Метеорология и гидрология, 1964, № 8, с.31-33.

17. Честная И.И. Измерение температуры и влажности воздуха при переходе из кучевого облака в окружающую его атмосферу. – Труды ГГО, 1950, вып.24, с. 5-20.

18. Шишкин Н.С. Исследование распада конвективных облаков. – В кн.: Исследование облаков, осадков и грозового электричества. – М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 133-134.

19. Ш метер С.М. Структура полей метеорологических элементов в зоне кучево-дождевых облаков. – Труды ЦАО, 1969, вып.88. – 119 с.

20. Шметер С.М. Физика конвективных облаков.-Л.: Гидрометеоиздат, 1972. - 232 с.

21. Byers H.R., Braham R.R. The thunderstorm. – Washing-ton, 1949. – 287 p.

22. Byers H. R., Braham R. R. Thunderstorm structure and circulation. – J. Met., 1948, vol. 5, N 3, p. 71 – 87.

23. Byers H. R., Braham R. R. Thunderstorm structure and dynamics. - In: Thunderstorm electricity. Chicago, 1953, p. 46 - 65.

24. By ers H. R. General meteorology. - New York, 1959. - 521 p.

25. Chappel C.F., Smith D. Generation of available buoyant energy by cloud glaciation. - In: Cloud dynamics / Ed. H. R. Pruppacher. Burkhauser Verlag Basel und Stuttgart, 1976, p. 826 - 836. 26. C o m b s A. C. e. a. Application of infrared radiometers to meteorology. – J. Appl. Met., 1965, vol. 4, N 2, p. 253 – 262.

27. Fletcher N. H. The physics of rainclouds. - Cambridge University Press, 1962. - 390 p.

28. Fritch J. M. Cumulus dynamics: local compensating subsidence and its implications for parameterisation. – In: Cloud dynamics / Ed. H. R. Pruppacher. Burkhauser Verlag Basel und Stuttgart, 1976, p. 852 - 867.

29. G o 1 d n e y R. Some observations of thermals. – Weather, 1970, vol. 25, N 4, p. 147 - 150.

30. Ho o k in g s G. A. Precipitation maintained downdrafts. – J. Appl. Met., 1965, vol. 4, N 2, p. 190 – 195.

31. Mossop S. C., Ruscin R. E., Heffernan R. J. Glaciation of a cumulus at approximately  $-4^{\circ}$ . – J. Atm. Sci., 1968, vol. 25, N 5, p. 889 – 899.

• 32. Simpson J. S., Andrews D. A., Eaton M. A. Experimental cumulus dynamics. – Rev. Geoph., 1965, vol. 3, N 3, p. 387 – 431.

33. Takeda T. The downdraft in convective shower cloud under the vertical wind shear and its significance for the maintenance of convective system. -J. Met. Soc. Jap., 1965, vol. 43, N 6, p. 302 - 309.

### А.А. Синькевич

# НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПУЛЬСАЦИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В СЛОИСТООБ-РАЗНЫХ ОБЛАКАХ

При решении некоторых практических задач физики облаков, а также при исследовании радиационных характеристик облаков необходимо знать не только средние значения температуры в облаке на определенном уровне, но и величину отклонения от среднего. Наиболее полно анализ результатов исследований пульсаций температуры в споистообразных облаках был выполнен В.А.Зайцевым и А.А.Ледоховичем с помощью электронного термометра. Согласно /2-4/, наибольшие пульсации температуры наблюдаются вблизи верхней границы слоистообразных облаков.

В настоящей статье проанализированы результаты измерений пульсаций температуры в слоистообразных облаках с самолета Ил-14, полученные в сентябре-октябре 1978 г. с помощью ИК радиометра, работающего в полосе поглощения водяного пара с центром 6,3 мкм. Из лучение принималось с горизонтальной трассы перпендикулярно курсу самолета. Основные технические характеристики радиометра приведены в работах /7,9/.

Методика исследований и обработки данных

Методика исследования пульсаций температуры в слоистообразных облаках включала следующие основные этапы.

1. Зондирование атмосферы в исследуемом районе до высоты, превышающей уровень верхней границы облака на 300-400 м.

2. Горизонтальный полет выше верхней границы облака на 100-200 м

З. Горизонтальные полеты в облаках на нескольких уров-нях.

4. Повторное зондирование атмосферы в исследуемом районе.

Интервалы высот между горизонтальными полетами (площадками) определялись в каждом конкретном случае руководителем полетов в зависимости от характера облаков. Время полета на каждой площадке составляло 4-5 мин, что при средней скорости Ил-14 240 км/ч соответствует расстоянию 16-20 км. Первичные материалы наблюдений представляют собой непрерывные кривые записи выходного сигнала радиометра.

Известно, что температура в разных частях облака неодинакова. Мы считаем, что конкретная реализация значений температуры, полученная при достаточно длительном горизонтальном полете, является реализацией эргодического стационарного случайного процесса. Такое допушение позволяет отдельно обрабатывать каждую полученную реализацию /5/. В некоторых случаях стационарность процесса нарушалась, например, горизонтальный полет начинался в облаках, а заканчивался над облаками за счет понижения верхней границы облака. При наличии инверсии среднее значение температуры над облаками оказывалось выше, чем в облаках. Естественно, что такие процессы нельзя рассматривать как стационарные. В этом случае участки полета в облаке, по верхней границе и над облаком рассматривались отдельно.

Процесс обработки включал в себя считывание кривых записи с лент оптического самописца, одновременную перфорацию и расчет данных. Определялись автокорреляционные функции и средние квадратические отклонения температуры от среднего б, которые характеризуют амплитуду пульсаций температуры. В качестве пространственной характеристики изменчивости температуры был выбран масштаб корреляции X<sub>0</sub>, на котором значение автокорреляционной функции умень-

шается в *е* раз. Масштаб корреляции Х<sub>о</sub> может быть принят за характерный масштаб неоднородности. Аналогичная методика анализа использовалась ранее при изучении характерных масштабов неоднородности показателя ослабления видимого излучения в облаках /5/.

#### Анализ результатов измерений

Анализируемый ниже материал включает данные 108 горизонтальных полетов в слоисто-кучевых облаках и 18 - в слоисто-дождевых.

Были исследованы слоисто-кучевые облака мошностью от 80 до 800 м. Наибольшее число случаев приходится на облака мошностью 100-300 м (49%). Большинство измерений (89%) выполнялось при отрицательной температуре воздуха. В 80% случаев средняя температура находилась в пределах от 0 до -10 °C. Средняя водность исследуемых облаков составляла 0,1-0,3 г/м3.

В трех полетах проводилось исследование слоисто-дождевых облаков. Поскольку объем полученного материала сравнительно невелик, то средние значения неоднородностей вычислялись независимо от расстояния под верхней границей. Во всех случаях верхняя граница облаков находилась на высоте 3-4 км, а нижняя – на высоте 0,1-0,4 км. Под облаками наблюдались слабые осалки в виде дождя.

Для того чтобы сравнить неоднородности температуры в облаках с неоднородностями температуры в чистой атмосфере, было выполнено 27 площадок над облаками (100-400 м над верхней границей ВГ) и под облаками (100-200 м под нижней границей НГ). Синоптические условия периода исследований были типичны для развития облаков споистых форм; 46% полетов было проведено в малоградиентных областях пониженного давления с холодными вторичными фронтами, 46% – на периферии размывающихся циклонов и 8% – в областях седловин.

Над верхней границей облаков обычно располагался слой повышенной устойчивости (в 70% случаев инверсионный). Для сравнения пульсаций температуры, измеренных на разных уровнях в облаках Sc, весь полученный экспериментальный материал был разбит на группы в зависимости от расстояния относительно верхней границы (табл.1). Для каждой группы облаков определялись средние значения величины среднего квадратического отклонения температуры от средней

б и средние квадратические отклонения величины б от среднего значения  $\mathbf{K}_{\mathbf{k}}$ , а также повторяемость значения

**б**. В эту же таблицу включены результаты исследований облаков **Ns**.

Как следует из табл.1, амплитуда пульсаций температуры в чистой атмосфере (над и под облаками) невелика. В большинстве случаев (70%) значения среднего квадратического отклонения температуры б не превышают 0,1 °С, т.е. лежат вблизи порога контрастной чувствительности радиометра, равного 0,1 °С. Таким образом, есть основания утверждать что над слоисто-кучевыми облаками и под ними неоднородности температуры, фиксируемые прибором, являются фиктивными. Причиной этого, с одной стороны, может служить достаточно большое значение эффективной толщины

L<sub>∋</sub> слоя воздуха, формирующего излучение черного тела (1-3 км) /8/, и как следствие – отсутствие регистрации мелких термических неоднородностей. С другой стороны –

Таблица 1

Среднее значение, среднее квадратическое отклонение от среднего и повторяемость значений б (%) в облаках Sc и NS

							-		
	0,40- 0,45	1		ſ	വ	2 1 -	1	-1	1
	0,35- 0,40	1		I	വ	1	1		1
	0,30- 0,35	I	late g	I	14	1	- ! -	1	I
	0,25- 0,30	l		1	14	2	ິດ	1	9
ပိ	0,20- 0,25	I	•	9	28	14	10	14	l
<b>v</b>	0,15- 0,20	1		17	18	20	25	43	18
	0,1- 0,15	<u>,</u> 30		61	18	43	40	14	50
	0,05- 0,1	20		9	1	1-1	20	59	28
	с° С	0,02		0,06	0,08	0,05	0,05	0,05	0,04
	ວ ເ	0,09		0,15	0,24	0,16	0,14	0,15	0,13
Уровень	измере- ния	B <sub>bime</sub> BΓ	и ниже НГ	BL+50 M	BL	B <b>Γ-</b> 50 M	В облаке	HF	В облаке
06-	ла- Ка		Š	5					SN .

отсутствие в условиях слоистообразных облаков неоднородностей достаточно большой протяженности (несколько километров), температура которых заметно отличается от температуры окружающего воздуха.

Согласно данным табл.1, значения об наибольшие на верхней границе облаков Sc. При этом максимум повторяемости (28%) приходится на интервал 0,20-0,25 °C. В 5% случаев наблюдались столь интенсивные пульсации температуры, что значения среднего квадратического отклонения от среднего составили 0,40-0,45 °C. С удалением от верхней границы вверх или вниз амплитуда пульсаций затухает. Максимум повторяемости об в остальных частях облака приходится на интервал 0,10-0,15 °C, за исключением нижней границы, где наблюдается небольшое увеличение амплитуды пульсаций. На нижней границе максимум повторяемости об приходится на интервал 0,15-0,20 °C (43%).

В слое ВГ+50 м наблюдаются пульсации, превосходящие по своей амплитуде пульсации температуры в чистой атмосфере. Причиной этого, на наш вэгляд, является то, что в поле зрения радиометра попадают отдельные вершинки, температура которых резко отличается от температуры окружающего безоблачного воздуха вследствие интенсивного процесса испарения капель. Радиометрические измерения и проводимые одновременно наблюдения позеоляют сделать вывод, что холмы на верхней границе облаков *Sc*, располагающиеся в слое с повышенной устойчивостью, имеют температуру ни-

же температуры окружающего безоблачного воздуха (амплитуда пульсаций достигает 1,0-1,5 <sup>о</sup>С).

Наибольшая повторяемость значений среднего квадратического отклонения температуры от средней в исследованных слоисто-дождевых облака приходится на интервал 0,10-0,15 °C (50%). Следует подчеркнуть, что исследовались расслоившиеся облака Ns, дающие слабые осадки. Не исключено, что в некоторых полетах самолет попадал в пространство между слоями. Пульсации температуры в этих облаках оказались меньше, чем в Sc.

В табл.2 приведены средние значения  $X_0$ , средние квадратические отклонения от среднего  $\mathcal{G}_{X_0}$  и повторяемость масштабов корреляции  $X_0$  (масштабов неоднородности) в облаках

<b>~</b>	Среднее зна	чение, сј	реднее ки терми	задратичес ческой нес	жое откло ринороднос	нение от с ти <b>х</b> <sub>0</sub> (%	реднего и ) в облаке	повторяем их SC и	NS MACIUT	ଜିପ୍ <b>କ</b> ଜୁନ
18	- Vpobehb	1		e C		$x_{0 K}$	M			
KO KO	измере- ний	$\mathbf{T}_{\boldsymbol{o}}$ KM	S€ KM	0-0,2	0,2-0,4	0,4-0,6	0,6-0,8	0,8-1,0	1,0-1,2	. g
	BI+50 M BI	0,69 0,32	0,49 0,11	. 17 14	14 46	1 <b>2</b> 40	14	9	<b>9</b> 1	
ູ	ВГ-50 м В облаке	0,35 0,66	0,22 0,62	10	43 40	20	<b>2</b> 1 <b>1</b> 0	1 1	l. 1	
	HL	1,09	0,73	14	30	1		1	14	
8	В облаке	0,80	0,51	9	17	22	17,	10	9	r í
1 - 1 - 1 - 1 										
00	+ Уровень	N. KW	K KU			<b>Χο</b> KN	ſ			
Па- КО	измере- ний	0	ž	1,2-1,	1 1,4-1,	3 1,6-1,	8 1,8-2,	0 2,0-2,	2	an an China
5	BГ+50 м BГ	0,69 0,32	0,49 0,11	Θı	1 4	12	1 1			
5	BГ-50 м В облаке НГ	0,35 0,66 1,09	0,22 0,52 0,73	, 1   4	ן מ ן	1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	וניסו	ו ת <u>1</u> 1 ת 4		in de la composición de la composición En composición de la c
S	В облаке	0,80	0,51	10	1	o	ဗ	•		2

Таблица 2

Sc и Ns. Данные о масштабе неоднородности температуры чистой атмосферы отсутствуют. Это объясняется тем, что при наличии слоистообразных облаков флуктуации сигнала радиометра близки к флуктуациям сигнала, обусловленного собственными шумами, и значения автокорреляционной функции определяются ненадежно.

В облаках **Sc** среднее значение масштаба неоднородности минимально на верхней границе (0,32 км) и возрастает с удалением от нее вверх и вниз. Наибольшая повторяемость значений  $X_0$  на верхней границе **Sc** приходится на интервал 0,2-0,6 км (86%). Отсутствуют значения  $X_0$ , превышающие 0,6 км. По мере удаления от верхней границы в глубь облака и приближения к нижней границе возрастает повторяемость значений  $X_0$ , превышающих 0,6 км; при этом максимум повторяемости масштаба неоднородности приходится на интервал 0,2-0,4 км.

Значения масштаба термической неоднородности близки к значениям масштаба неоднородности других параметров. В частности, согласно данным /5/, среднее значение масштаба неоднородности показателя ослабления видимого излучения составляют для облаков **Sc** 1,4 км. Г.М.Забродский /1/ приводит повторяемости характерных размеров турбулентных вихрей, полученных из обработки ЗО структурных функций флуктуации метеорологической дальности видимости в облаках слоистых форм. Он указывает, что в слоистообразных облаках наиболее вероятны турбулентные возмущения протяженностью 0,5-1,0 км.

Между масштабом термической неоднородности в облаке **Sc** и мощностью облака имеется слабая корреляция. С возрастанием мощности наблюдается некоторое увеличение масштаба неоднородности. Коэффициент корреляции равен 0,57. В облаках **Ns** значения X<sub>0</sub> лежат в пределах 0-2,0 км. Максимум повторяемости приходится на интервал 0,4-0,6 км (22%).

Представляет интерес сравнить средние значения масштабов неоднородностей температуры со средними значениями полуволны пульсаций температуры ( $\lambda/2$ ). В табл.З приведены данные о полуволне пульсаций температуры в облаках **Sc**, полученные в результате анализа выходного сигнала радиометра при исследовании облаков **Sc** в трех полетах 22,26,29 сентября 1978 г. Мощность облаков находилась в пределах от 0,8 (22.09) до 0,16 км (26.09). Установлено, что наибольшая повторяемость значений полувол-

Таблица 3

Среднее значение, среднее квадратические отклонение от среднего и повторяемость полувонны пульсаций температуры  $\lambda/2$  (%) в облаках Sc

Уровень						\/2 K	, M				Число
измере- ний	<b>2/2</b> KM	<b>ŠŽ</b> KM	0- 0,2	0,2- 0,4	0,4- 0,6	0,6- 0,8	0,8- 1,0	1,0- 1,2	1,2 - 1,4	1,4	пульса- ций
Br	0,38	0;30	28	33	19	00	ω		2	Н	TTT
В облаке	0,50	0,53	28	29	16	10	00	ŝ	H H	Д	105
HL	0,44	0,40	21	36	18	0	7	ຄ	4	2	11
				_				-			

ны пульсаций температуры приходится на интервал 0,2-0,4 км, как и для масштаба неоднородности. Повторяемость значений  $\lambda/2$ , превышающих 0,6 км, во всех частях облака не превосходит 30%.

Полученные значения полуволны пульсаций температуры достаточно хорошо согласуются с данными Зайцева и Ледоховича /2-4/, которые установили, что средняя длина полуволны пульсаций температуры в слоистых облаках лежит в пределах 0,25-0,40 км. Измерения флуктуации водности в слоистообразных облаках, выполненные В.Е.Минервиным /6/, показали, что средняя длина полуволны составляет 0,1-0,4 км. Это неплохо согласуется с нашими данными о пульсациях температуры.



Осциллограммы выходного сигнала радиометра. 22 сентября 1978 г.

Для иллюстрации сказанного на рисунке представлены осциллограммы выходного сигнала радиометра при полете над вержней границей, по верхней границе, в облаке и по нижней границе слоисто-кучевого облака, полученные 22.09. 78 г. Мощность облака составляла 0,8 км. При полете по верхней границе наблюдались весьма интенсивные пульсации

температуры: в моменты выхода самолета из облака отмечалось повышение температуры, а в моменты входа – понижение (облако находилось под слоем инверсии).

В облаке встречались весьма неплотные участки, в которых метеорологическая дальность видимости резко возрастала. В процессе работы нам удалось несколько раз зарегистрировать температуру внутри них (на осциллограмме такие участки отмечены буквами "аа"). Из осциллограммы следует, что температура внутри них ниже средней температуры на соответствующем уровне на 0,3-0,5 °C. Возможной причиной понижения температуры может являться испарение капель.

## Выводы

1. Максимальная амплитуда пульсаций температуры наблюдается на верхней границе слоисто-кучевых облаков, достигая 1,5 °C ( **7** = 0,24 °C).

2. С удалением от верхней границы облака вверх или вниз амплитуда пульсаций уменьшается, за исключением уровня нижней границы, где наблюдается ее небольшое увеличение.

3. Наибольшая повторяемость значений среднего квадратического отклонения температуры от среднего в исследованных слоисто-дождевых облаках приходится на интервал 0,10-0,15 °C.

4. Максимум повторяемости масштаба неоднородности во всех частях **Sc** приходится на интервал 0,2-0,6 км. Повторяемость значений полуволны пульсаций температуры, превышающих 0,6 км составляет не более 30%. Максимум повторяемости масштаба неоднородности в облаках **NS** приходится на интервал 0,4-0,6 км.

#### Список литературы

1. З а б р о д с к и й Г.М. Результаты экспериментальных исследований оптической плотности облаков. – В кн.: Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания. 1963, т.6, с. 102-111.

2. Зайцев В.А., Ледохович А.А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 256 с.

3. Зайцев В.А., Ледохович А.А. Приборы и методика исследования облаков с самолета. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 176 с.

4. З айцев В.А., Ледохович А.А. Температура вблизи верхней границы внутримассовых туманов и слоистых облаков. - Труды ААНИИ, 1959, т.228, вып.1, с.113-123.

المنافر والعراجين والمتعادية

5. Косарев А.Л. и др. Оптическая плотность облаков. – Труды ЦАО, 1976, вып.124. –168 с.

6. Минервин В.Е. Флуктуации водности в облаках слоистых форм. - Труды ЦАО, 1966, вып.71, с. 92-111.

7. Синькевич А.А. Исследование термических характеристик кучевых облаков слабого вертикального развития. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1981, деп. № 114 гм Д-81.

8. Синькевич А.А., Руднева Л.В. Оценка применимости приближения черного тела к облакам различных формик чистой атмосфере. – Вкн.: Тезисы докладов 5-го Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере. Ч.1. Томск, 1979, с.235-237.

9. Синькевич А.А. Канализу работ ИК радиометра при измерении температуры воздуха в свободной атмосфере и в облаках. - Труды ГГО, 1981, вып.439, с. 93-102.

### Т.Н.Громова, Н.А.Паничев, Т.М.Унгерман

# О СОДЕРЖАНИИ ИОДА И СВИНЦА В АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКАХ ПРИ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ НА ОБЛАКА

В изучении загрязнения окружающей среды важное место занимает исследование химического состава атмосферных осадков, включая определение концентраций микроэлементов. Применение йодистых соединений свинца и серебра в качестве льдообразующих реагентов обусловило необходимость определения содержания йода, свинца и серебра в атмосферных осадках, выпадающих в районах проведения противоградовых работ /2,4,7/. Содержание указанных микроэлементов в дождевой воде составляет  $10^{-7}$ % и менее /1,8/, следовательно, их поступление с осадками будет весьма незначительным. В связи с этим предъявляются особые требования как к методике отбора проб осадков, так и к методике их химического анализа. В осадках обычно определяется содержание какого-либо одного из микроэлементов: либо I, либо Ag /10/.

В данной работе была поставлена задача проследить изменение содержания йода и свинца в атмосферных осадках грозового и негрозового характера в районе проведения противоградовых работ, а также оценить интенсивность выпадения примеси как за весь период наблюдений, так и в течение прохождения отдельного дождя.

Работы проводились, летом 1976-1980 гг. в Сорокском районе (п.Баксаны) Молдавской ССР. В период выпадения осадков велись стандартные для производственных работ по градозащите метеорологические и радиолокационные наблюдения за перемещением и эволюцией облаков.

Методика сбора и химического анализа осадков

Для сбора атмосферных осадков использовались воронки и фляги из белого полиэтилена, обеспечивающие необходимую чистоту проб /2/. Время отбора отдельной пробы зависело от интенсивности и длительности дождя. Наименьший интервал между двумя последовательно отобранными пробами составлял 2 мин, наибольший – 30 мин. Химический анализ осадков, включающий определение общего химического состава и концентрации йода, проводился в полевой лаборатории в тот же или на следующий день после
отбора проб, чтобы исключить возможность изменения концентрации ионов при хранении (это весьма существенно, так как минерализация дождевой воды крайне мада /6/)

При определении общего химического состава атмосферных осадков использовались методики, применяемые для анализа слабоминерализованных природных вод /6.9/. Минимальный объем, необходимый для определения общей минерализации. составляет 100 мл. Концентрация йола в лождевой воде определялась из объема 20 мл кинетическим методом, в основе которого лежит каталитическое действие йода на скорость реакции восстановления Се4+ трехвалентным As<sup>3+</sup> в сернокислой среде (методика изложена в /2/). Предел обнаружения без предварительного концентрирования составляет 5.10-8%. Содержание свинца определялось атомно-абсорбционным методом, который обладает высокой ceлективностью и высокой точностью. Измерение концентрации Рв в пробе производилось на экспериментальной установке с автоматической регулировкой величины сигнала, фиксирующего заданное значение адсорбщии /3/. Предел обнаружения-5.10-8%

Пробы осадков, собранные в 1980 г., сначала подкислялись  $H_2SO_{ij}$ , затем упаривались до сухого остатка. Анализ законсервированных таким образом проб производился спустя 1,5-2 мес. после их отбора в стационарной лаборатории НИХИ ЛГУ. Пробы атмосферных осадков, отобранные в 1978-1979 гг. и хранившиеся без предварительной консервации, анализировались для определения содержания свинца в 1980 г. Полученные данные оказались заниженными и при анализе результатов не учитывались.

#### Результаты исследований

Химический анализ включал определение общей минерализации (M), концентраций йода (I) и свинца (Pb), а также интенсивности их выпадения  $\Im$ . Общая минерализация является суммарной концентрацией основных макрокомпонентов (Cl,  $SO_4^{-2}$ ,  $HCO_3$ ,  $NO_3^{-1}$ ,  $Ca^{+}$ ,  $Mg^{+}$ ,  $Na^{+}$ ,  $K^{+}$ ,  $NH_4^{+}$ ) и выражена в мг/л. Интенсивность выпадения примеси рассчитышалась как отношение Cv /St ( $Mr/(M^2x$ x мин)), где C - концентрация примеси, v - объем пробы, S - площадь водосбора, t - время, в течение которого

отбиралась проба.

Группа осадков п	Концентрация мак Значение Винимальное Максимальное Среднее Максимальное Максимальное Среднее Максимальное Среднее Максимальное Среднее Среднее	ро- и мг въ мг/л мг/л 3,0 77,9 17,5 17,5 17,5 15,3 55 55 7,9 49,5 25,2 25,2	ккроэлементов в имывания (июнь мг/(м <sup>2</sup> .мин) 0,02 10,07 2,21 143 143 143 143 143 2,94 49 49 49 49 49 49	атмоф 	ерных осацках 1980 г.) И мкг/(м <sup>2</sup> .мин) 0,0 1,02 0,10 1,78 0,10 1,78 0,31 55 0,31 55 0,4	и интен мкг/л 0,0 9,6 1,3 1,3 1,3 1,3 2,4 2,4 2,7 2,7	ивность их <i>Рв</i> мкг/(м <sup>2</sup> .мин 4,65 0,0 3,35 0,44 0,0 0,44 1,451 1,66
		B B B	имывания (июнь	-abrýcr	1980 r.) <del>1</del>		
Группа осадков	Значение	Mr/л	<b>М</b> мг/(м <sup>2</sup> ·мин)	МКГ/Л	<u>I</u> мкг/(м <sup>2</sup> .мин)	МКГ/Л	<b>рв</b> мкг/(м <sup>2</sup> -мин
H	Минимальное Максимальное Среднее	3,0 77,9 17,5	0,02 10,07 2,21	0,0 2,5 1,1	0,0 1,02 0,10	0,0 9,6 1,3	0,0 4,65 0,26
E	<b>п</b> Минимальное Максимальное Среднее	184 5,8 60,7 15,3	143 0,29 10,50 2,94	181 0,5 1,8	181 0,02 1,78 0,31	104 0,0 8,9 1,8	104 0,0 3,35 0,44
	<b>п</b> Минимальное Максимальное Среднее	55 7,9 49,5 25,2	49 0,37 42,17 5,67	55 0,5 7,5 2,1	55 0,01 2,01 0,4	24 0,0 17,7 2,7	24 0,0 14,51 1,66
	v	26	24	28	26	13	13

Таблица

Продолжение таблицы

4444

I pe	$r/\pi$ мкг/( $m^2$ .мин) мкг/ $\pi$ мкг/( $m^2$ .мин)	,5 1,6	54 141
£	MKT/(M <sup>2</sup> .h		
	MKT/JI	1,6	141
I	мкг/(м <sup>2</sup> .мин)		
	МКГ/Л	1,5	264
M	мг/(м <sup>2</sup> .мин)		
	мг/л	18,0	265
c	оначение	Среднее	r
Группа	осадков	5	1

инечани 111 римечани

е. **П** – чиспо проб.



Рис.1. Изменение во времени концентрации примесей С (а) и интенсивности их выпадения I (б) в ливневых осадках (14.08.80).

Анализ полученных данных производился в соответствии со следующей классификацией: осадки, выпавшие из естественно развивающихся ливневых (І группа) и грозовых (П группа) облаков, а также осадки, выпавшие из грозо-градовых облаков, подвергнутых воздействию  $P \delta I_2$  (Ш группа) /7/. Всего проанализировано 265 проб осадков, отобранных в течение июля и августа 1980 г. (таблица). Среднее значение общей минерализации осадков из облаков I группы составляет 17,5 мг/л, а из облаков Ш группы в 1,5 раза больше. Среднее значение концентрации **I** и  $P \delta$  в осадках из облаков **I** группы составляет соответственно 1,1 и 1,3 мкг/л, а из облаков Ш группы 2,1 и 2,7 мкг/л, т.е. в 2 раза больше.

Таким образом, для территории Молдавской ССР среднее значение концентрации свинца в атмосферных осадках из облаков, подвергнутых воздействию  $\rho g I_2$ , не превышает среднего значения фоновой концентрации свинца в осадках для ЕТС, которое, по данным /4/, составляет 3,4 мкг/л.

В качестве примера на рис.1 приведены данные, характеризующие изменение во времени концентрации макроэлементов, свинца и йода (рис.1а) в ливневом дожде, а также интенсивность выпадения осадков примесей (рис.1б). Продолжительность дождя 14.08.80 составляла 6 ч; за этот период было отобрано 78 проб. Как видно из рис.1а, значение концентраций М , РЬ, **Г** мало меняется в процессе выпадения дождя и в среднем составляет соответственно 14,0; 0,8 и 0,9 мкг/л. Интенсивность выпадения примесей изменяется в несколько более широком диапазоне значений и зависит от инте и сивности осадков (рис.1б). Максимальные значения интенсивности осадков приходятся на периоды 12-13 ч и 16-17 ч. Примерно в это же время отмечается максимум интенсивности выпадения всех указанных элементов. Некоторое смещение названных максимумов относительно друг друга обусловлено запаздыванием в записи на денте самописца плювиографа, который не регистрирует дождь малой интенсивности. Средние значения интенсивности выпадения M, I, Pb составляют соответственно 3,25; 0,14 и 0,19 мкг/(м<sup>2</sup> мин).



Рис.2. Изменение во времени концентрации примесей С (a) и интенсивности их выпадения *I* (б) в осалках из облаков, подвергнутых воздействию *РВI*<sub>2</sub> (17.07.80). Штриховкой показан период воздействия.

На рис.2 показано изменение во времени концентрации примесей M, I, PB и интенсивности их выпадения в

день проведения воздействий на градоопасные облака (17. 07.80). В период с 21 ч до 21 ч 30 мин было отобрано 10 проб. Как видно из рис.2, концентрация всех определяемых элементов и интенсивность их выпадения существенно изменяются с течением времени, а максимальные значения приходятся на период воздействия. Средние значения концентраций M, I, PB в 2-3 раза превышают соответствующие значения концентраций тех же элементов в ливневом дожде (14.08.80). Интенсивность выпадения примесей при проведении воздействий также значительно увеличивается; для йода и свинца она составляет соответственно 0,81 и 2.82 мкг/( $m^2$ -мин).

В соединении  $\mathcal{PBI}_2$  соотношение  $\mathcal{PB/I}$  составляет О,8. Результаты анализа всех отобранных проб показывают, что среднее значение концентрации свинца в осадках выше концентрации йода и отношение  $\mathcal{PB/I}$  составляет 1,2. Отношение интенсивностей выпадения этих элементов  $I_{\mathcal{PB}}/I_{\mathcal{I}}$ изменяется от 1,5 до 4,0, причем наибольшие значения наблюдаются в период воздействия. Это, по-видимому, связано с диссоциацией  $\mathcal{PBI}_2$ , которая происходит в две стадии /5/:

 $PBI_2 \Rightarrow PBI^+ + I^-$ ,

 $PBI^{\dagger} \rightleftharpoons PB^{\dagger\dagger} + I^{-}$ 

Подвижность йода выше, чем подвижность свинца, и в процессе диссоциации йод может частично переходить в легколетучие соединения и таким образом теряться.

#### Заключение

Средняя концентрация **1** и **РВ** в осадках, выпавших из облаков, подвергнутых воздействию, в 1,5-2,0 раза выше, чем в осадках, выпавших из естественно развивающихся облаков. Максимальные значения, которые отмечаются в период воздействия, могут превышать средние в 5 и более раз. Интенсивность выпадения йода и свинца из естественно развивающихся облаков составляет соответственно 0,1 и 0,2 мкг/(м<sup>2</sup>·мин). В осадках, выпавших из облаков, подвергнутых воздействию, среднее значение интенсивности выпадения **1** и **РВ** соответственно в 4 и 8 раз больше.

#### Список литературы

1. Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В. Геохимия окружающей среды. – М.: Недра, 1976. – 247 с.

2. Громова Т.Н., Диневич Л.А., Унгерман Т.М. К вопросу о содержании йода в атмосферных осадках при активных воздействиях. – Труды ГГО, 1979, вып.420, с. 89–97.

3. Кауков Д.А., Бурцева И.Г. Оптимальные условия атомно-абсорбционного анализа с автоматической регулировкой температуры атомизатора. – Журн.аналит. химии, 1981, т. 36, № 1, с. 222.

4. К в о п р о с у о загрязнении атмосферного воздуха и осадков продуктами активного воздействия на градовые процессы на Северном Кавказе/ И.И.Бурцев, Л.В.Бурцева, Т.И.Воробьева и др. – Труды ВГИ, 1973, вып.22, с. 201– 213.

5. Латимер В.М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. – М.: Изд-во иностр.лит., 1954. – 400 с.

6. Методы определения вредных веществ в воде водоемов/ Под ред. А.П.Шицковой – М.: Медицина, 1981.-376 с.

7. О химическом составе осадков на защищаемой от града территории/ Т.Н.Громова, Л.А.Диневич, Н.В.Торопова, Т.М.Унгерман – Труды ГГО, 1982, вып.457, с. 66-77.

8. О пределение фоновых концентраций тяжелых металлов в атмосферных выпадениях и почве/Э.П.Махонько, С.Г.Малахов, Б.К.Блинов, Г.К.Вертинская – В кн.: Миграция загрязняющих веществ в почвах и сопредельных средах. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980, с. 70-75.

9. Петренчук О.П. Изучение химического состава осадков на фоновых станциях. – В кн.: Комплексный глобальный мониторинг загрязнений окружающей среды. Труды Международного симпозиума. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. с. 209-212.

10. P a c k D. H. Precipitation chemistry patterns: a two network data set. - Science, 1980, 208, N 4448, p. 1143 - 1145.

В.В.Егоров, С.Н.Ильин, Г.Д.Кудашкин, А.Э.Мамедов

# ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА МОЩНЫЕ КУЧЕВЫЕ ОБЛАКА

Ежегодно в том или ином районе страны создается пожароопасная обстановка. Пожары нередко принимают характер стихийных бедствий, угрожающих населенным пунктам, промышленным и другим важным объектам.

В районах пожаров обычно развивается мощная кучевая облачность (в облаке содержится примерно 1000 т воды на 1 км<sup>3</sup>). Она может быть как внутримассовой, так и фронтальной. В обоих случаях вероятность выпадения дождя непосредственно в зоне пожара невелика, что связано с пятнистостью поля осадков из конвективных облаков.

В данной работе рассмотрена возможность воздействия на мощные кучевые облака в поле с отдельными кучеводождевыми облаками с целью изменения времени начала или места выпадения осадков.

В ГГО разработан способ искусственного стимулирования осадков из мощных кучевых облаков, который нашел практическое применение для тушения лесных пожаров /5-

7/. Производственные работы по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками ведутся в настоящее время с самолетов типа Ил-14 и АН-2. Введение реагентов гетерогенной кристаллизации осуществляется с применением пиропатронов ПВ-26. Рассмотрение экономических аспектов воздействий приводит к выводу о необходимости изыскания путей снижения стоимости работ, одним из которых является использование легкомоторных самолетов.

В настоящее время в ГГО совместно с рядом научно-исследовательских институтов /1,3/ разрабатывается способ воздействия на мощные кучевые облака путем введения льдообразующих реагентов на уровень основания облака с самолета Ан-2. Для диспергирования реагента используются пиротехнические аэрозольные генераторы (САГ-П) /1/. Шашка активного дыма (ШАД) экспериментальных образцов САГ-П идентифицирована с ШАД изделия ПВ-50/1,7/, продолжительность горения которой составляет 1,0-1,5 мин.

В 1977-1980 гг. с применением аэрозольных генераторов были выполнены эксперименты по воздействию на мощные кучевые облака. Результаты показали, что выбранный способ засева обеспечивает достаточно высокую вероятность стимулирования осадкообразования: 70-80% засеянных облаков через 16-20 мин после диспергирования реагента под облаком переходят в дождящие /3,7/. Однако эти исследования не дали убедительного ответа на важнейший вопрос о том, в какой мере полученный результат является следствием воздействия, а в какой – естественного процесса.

В данной работе выполнена оценка эффективности воздействия путем сравнения статистических данных о повторяемости случаев выпадения осадков из облаков, подвергнутых воздействию, и из облаков, развивающихся естественно. (Для условий Украины аналогичные оценки выполнены в работе /2/.)Ниже приведены результаты натурных экспериментов по воздействию на мощные кучевые облака, выполненных в 1981 г. в Ленинградской области (воздействия производились с помощью одного, двух и трех САГ-Н, количество опытов соответственно 6,14,1).

Мощность облаков,

· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		2 S S S S		
КМ	2,1-2,5	2,6-3,0	3,1-3,5	3,6-4,0
Число засеянных	**			
облаков	7	8	5	1
Число облаков,				
дящие	5	7	4	1
Среднее время от момента засева до				
момента выпадения осадков, мин	21	22	20	28

Засеянные облака переходят в дождящие в 81% случаев. На уровне основания облаков осадки появляются в среднем через 23 мин после засева.

Результаты исследования засеянных и развивающихся в естественном цикле облаков показывают, что засеянные облака переходят в дождящие более часто, чем незасеянные (табл.1).

Определим эффект засева путем проверки статистической гипотезы о независимости двух рядов. Воспользуемся критерием независимости  $\chi^2$  (см.например, /4/, гл.6):

$$\chi^{2} = \frac{\sum_{12} (n_{11} n_{22} - n_{12} n_{21})^{2}}{(n_{11} + n_{12})(n_{21} + n_{22})(n_{11} + n_{21})(n_{12} + n_{22})} \cdot (1)$$

### Таблица 1

## Распределение числа случаев с осадками и без осадков из засеянных и незасеянных облаков

Облака	С осадками	Без осадков	Всего
Засеянные Незасеянные	17 (n <sub>12</sub> ) 4 (n <sub>22</sub> )	4 (n <sub>4</sub> ) 12 (n <sub>21</sub> )	21 16
Всего	21	16	37 <b>(Σ<sub>12</sub>)</b>

В формуле (1) обозначения соответствуют обозначениям, введенным в табл.1. Значение критерия независимости двух рядов по данным табл.1 следующие:

 $\chi^{2} = \frac{37(4\cdot4-17\cdot12)^{2}}{16\cdot21\cdot16\cdot21} = 11,57.$ 

Число степеней свободы определяется по формуле:

 $\mathbf{\hat{v}} = (\mathbf{k} - 1) (\mathbf{j} - 1),$  (2)

где k и j – число градаций параметров (соответственно число строк и столбцов в исходной таблице). Данные табл.1 представим в виде матрицы, в которой k = j = 2, что дает  $\mathcal{V} = 1$ . Для  $\chi^2 = 11,57$  и  $\mathcal{V} = 1$  по табл. ХУ1 /4/ находим, что с вероятностью  $\rho > 0,99$  данные для серий засеянных и незасёянных облаков относятся к разным статистическим совокупностям. Иначе говоря, повышение повторяемости осадков на высоком уровне значимости связано с активным воздействием на облака.

Данные выводы, безусловно, являются предварительными и требуют дальнейшего уточнения на более обширном статистически однородном материале. Для решения ряда вопросов, связанных с интерпретацией результатов воздействий, уточнением требований к измерительной системе контроля, представляют интерес данные о геометрических размерах мощных кучевых облаков и зон осадков из них. Таблица 2

Данные самолетных измерений размеров мощных кучевых облаков и зон осадков из них ÷

после воздействия

÷					_		<u>.</u>		_		_				_			
	Soc	Soôn	0,77	0,62	0,24	0,80	0,71	0,71	0,45	0,46	0,18	0,16	0,82	0,52	0,74	0,80	0,61	0,60
		Soda 2 KM2	23,0	0,2	<b>0</b> ,3	12,6	23,1	18,1	29,4	ິດ ເມ	6,0	31,0	15,4	36,1	31,0	32,1	ວິດ	10,4
	і обнака	Ширина, км	4,8	2 8	2,1	ດ ເງ	4,4	4,2	0 0	1,7	2,2	4,0	4,0	0 0	0 0	4,2	2,7	2,4
	Размерь	Длина по ветру, км	6,1	0,2	ຕິ	4,6	6,7	ດິດ	7,5	2,6	3°2	6,7	4,9	0 <b>,</b> 5	7,9	6,7	4,6	ວີວ
	адков	Soc. KM <sup>2</sup>	17,8	5,7	۲ 2	10,1	16,5	12,9	13,3	1,6	1,1	ູ ຕີ	12,6	18,8	23,0	17,7	6,0	6 <b>,</b> 2
	30BH 00	Ширина км	4,3	6, T	1,2	0°0	4,0	ິ ເມີ	ຕ ເບ	1,2	6 <b>'</b> 0	1,7	3,7	3,8 2	4,4	4,0	1,9	5,0 7
	Размеры	Длина но ветру, км	5,3	3,8	1,6	4,2	5,2	4,7	4,8	1,7	1,5	2,5	4,4	6,3	6,6	5,6	4,0	4,0
	ваздействия,	МИН	40	14	35	51	21	S S S S S S	ວິວ	40	20	20	14	43	25	26	00	45
	Время	ካ	16	16	-0 -1 -1	12	12	14	16	16	16	15	13	13	12	14	12 1	16
	Дата		05.07.79	.00		12.	14.		24.	26.	28.	31.	16.09.	02.07.80	14.		18.	

1. S. S. V.

Продолжение таблицы 2

Дата	Время воздействия,	Размеры	зоны ос	адков	Размер	ы облака		Soc
	HMM	Длина по ветру, км	Ширина, км	Sac 2 KM	Длина по ветру, км	Ширина, км	Soon 2 KM	Sada
·18.07.80 23.	18 10 13 20 16 42	4,4 0,4 0,0	2,0 1,3 1	7,3 7,3	ດ ດ 1 ດ ດ 1 ດ	0,00 8,1,0	15,2 14,1 8,3	0,48 0,62 0,78
07.08.80	16 16 49	, 0, 0, 0, 4,	. ઌ ઌ - ઌ ઌ	15,5 7,8	, 0, 0 , 0, 0,	າ ຕິດ ເຊິ່າ	11,9	0,86 0,68 0,68
Среднее		4,4	2,6	10,1	5,7	3,6	16,7	0,6

В ГГО в 1979-1980 гг. проводились экспериментальные полеты самолета Ан-2. Горизонтальные размеры оснований мощных кучевых облаков, подвергнутых воздействию, и зон осадков из них измерялись в двух направлениях: по ветру на уровне основания облака и перпендикулярно ветру (табл. 2). При расчетах площадей принималось, что форма основания облаков и зоны осадков эллиптическая.

Приведенные в табл.2 значения можно считать ориентировочными, в связи с тем что ориентация траектории полета самолета относительно измеряемото объекта точно не известна.

#### Список литературы

1. Дьяченко Ю.Д., Кудашкин Г.Д., Сидоров А.И. и др. Разработка пиротехнического самолетного аэрозольного генератора для воздействия на облака. – Труды ГГО, 1981, вып.439, с. 69–73.

2. Корниенко Е.Е. Результаты количественной оценки эффекта воздействий на кучевые облака твердой СО<sub>2</sub> с целью увеличения осадков. – В кн.: Труды УШ Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970, с. 413–416.

3. Кудашкин Г.Д., Егоров В.В., Васильев С.Л. Методика и предварительные результаты натурных экспериментов по вызыванию осадков из конвективных облаков при воздействии кристаллизующими реагентами с самолетов Ан-2. - Труды ГГО, 1981, вып.439, с. 74-83.

4. Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. – М.: Наука, 1971, с. 576.

5. Никандров В.Я., Шишкин Н.С. Исследования по физике облаков. – Труды ГГО, 1974, вып.344, с. 180-208.

6. Сумин Ю.П. Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака. – Труды ГГО, 1971, вып.262, с. 54–69.

7. Шишкин Н.С., Кудашкин Г.Д. Результаты и перспективы дальнейших исследований по вызыванию локальных осадков с целью тушения лесных пожаров. – В кн.: Тезисы докладов Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям на них. Обнинск, 1979, с. 56-58.

#### В.В.Клинго

## ВЛИЯНИЕ ПОСТОЯННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ДИСПЕРСИЮ ТЕМПЕРАТУРЫ ЗАМЕРЗАНИЯ ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫХ КАПЕЛЬ

В данной статье, которая является прямым дополнением к /2/, теоретически исследуется изменение дисперсии температуры замерзания переохлажденных капель воды  $S^2$ , находящихся в постоянном электрическом поле. В общем виде найдены условия, при которых  $S^2$  уменьщается, если с ростом напряженности электрического поля увеличивается вероятность образования кристаллического зародыша в жидкой фазе.

Самый общий вид функции распределения температуры замерзания капель в электрическом поле, охлаждающихся с постоянной скоростью **ў**, имеет вид /2/:

$$P(T,\xi) = 1 - \exp\left\{-A\int_{T}^{\infty} W(T,\xi) dT\right\}, A = \frac{vC}{\gamma} \cdot (1)$$

Охлаждение начинается с температуры T = 273 К и заканчивается при температуре полного замерзания всех капель  $T_{min}$ . В (1) v - объем капли,  $W(T, \xi)$  - вероятность образования зародыша как функция температуры T и разности энергий взаимодействия электрического поля с твердой и жидкой фазами воды  $\xi$  /1/, C - коэффициент пропорциональности (см<sup>-3</sup>.c<sup>-1</sup>). Из (1) следует, что если  $\frac{\partial W(T, \xi)}{\partial \xi} > 0$ , то  $\frac{\partial \rho(T, \xi)}{\partial \xi} > 0$ при всех T. Легко установить, что при  $\frac{\partial W}{\partial \xi} > 0$  абсолютные моменты температуры замерзания всех порядков  $n \ge 1$  увеличиваются с ростом  $\xi$ . Причем это следует из общего

лиза поведения P ( $T, \xi$ ) или связанных с ним функций. Действительно,

$$\overline{T^{n}(\xi)} = -\int_{T_{min}}^{T_{0}} T^{n} \frac{\partial P}{\partial T} dT = n \int_{T_{min}}^{T_{0}} T^{n-1} P(T,\xi) dT; \frac{d\overline{T^{n}(\xi)}}{d\xi} > 0.$$
(2)

вида Р (Т, Е) (1) без какого-либо дополнительного ана-

Рассмотрим второй центральный момент – дисперсию температуры замерзания капель и ее производную по **ξ** :

 $S^{2}(\xi) = -\int_{T}^{T_{0}} [T - \overline{T}(\xi)]^{2} \frac{\partial P}{\partial T} dT; \frac{dS^{2}(\xi)}{d\xi} = 2 \int_{T}^{T_{0}} [T - \overline{T}(\xi)] \frac{\partial P}{\partial \xi} dT.$ (3) Tmin

Не представляется возможным сделать суждение о знаке  $\frac{dS^2(\xi)}{d\xi}$  только из общего вида  $\frac{\partial \rho}{\partial \xi}$  и  $\overline{T}(\xi)$ . Для определения знака производной дисперсии температуры замерзания требуется более тщательный анализ поведения  $\frac{\partial \rho}{\partial \xi}$ как функции температуры.

С учетом (1) имеем:

$$\frac{\partial P(T,\xi)}{\partial \xi} = A \int_{T}^{T_0} \frac{\partial w(T,\xi)}{\partial \xi} dT \cdot \exp\left\{-A \int_{T}^{T_0} w(T,\xi) dT\right\} .$$
(4)

При  $T = T_0$  и  $T = T_{min} \frac{\partial P}{\partial \xi}$  обращается в нуль. Кроме того, по своему физическому смыслу  $\frac{\partial P}{\partial \xi}$  должна возрастать, начиная с  $T_0$ , до какого-то значения температуры, достигая максимума, а далее за счет экспоненциального множителя очень резко убывать.

очень резко уоввать. Принимая во внимание описанный температурный ход  $\frac{\partial F}{\partial f}$ и используя теорему о среднем значении, получаем (для  $\frac{\partial F}{\partial f}$  обозначаем через f(T)):

$$\int_{\partial D} f(T) dT = f(\vartheta) (T_0 - T_{min}), \qquad (5)$$

где 😚 такое значение температуры, что

$$\int_{T_{min}}^{\vartheta} \left[ f(T) - f(\vartheta) \right] dT = -\int_{\vartheta}^{T_0} \left[ f(T) - f(\vartheta) \right] dT \quad (6)$$

Второй интеграл в выражении для  $\frac{dS^2(\xi)}{d\xi}$  (3) преобразуем так:

$$\int_{T_0}^{T_0} \frac{\vartheta}{\int T dT} + \int \left[ f(T) - f(\vartheta) \right] T dT + \int_{T_0}^{T_0} \frac{\vartheta}{\int T dT} + \int_{T_0}^{T_0} \frac{\tau_0}{\int T_0} + \int \left[ f(T) - f(\vartheta) \right] T dT,$$

$$124 \qquad \vartheta$$

После применения к двум последним интегралам правой части (7) обобщенной теоремы о среднем значении и использования равенства (6) получаем:

$$\int_{T_{min}}^{T_0} f(T)T dT < f(\vartheta) \frac{T_0^2 - T_{min}^2}{2}$$
(8)

Подставляя в (3) соответствующие выражения из (5) и (8), находим:

$$\frac{dS^{2}(\xi)}{d\xi} < f(\vartheta) (T_{o} - T_{min}) (T_{o} + T_{min} - 2\overline{T}).$$

Таким образом, достаточным (но не необходимым) условием уменьшения  $S^2(\xi)$  с ростом напряженности электрического поля или какого-либо иного фактора, способствующего кристаллизации капель, является выполнение неравенства:

$$2\overline{T} > T_o + T_{min}$$
 ,

которое имеет наглядное физическое истолкование: средняя температура замерзания капель ближе к 273 К, чем к T<sub>min</sub>.

Теоретические оценки /2/ и экспериментальные измерения /3/ показывают уменьшение  $S^2(\xi)$  с увеличением напряженности постоянного электрического поля.

#### Список литературы

1. Клинго В.В., Шлыков В.В. Теоретический расчет гомогенной кристаллизации переохлажденных водяных капель, находящихся в постоянном однородном электрическом поле. – Труды ГГО, 1979, вып.420, с. 15–25.

2. Клинго В.В., Сергеев В.В., Шлыков В.В. О влиянии постоянного электрического поля на статистические характеристики температуры замерзания переохлажденных капель воды. - Труды ITO, 1982, вып.457, с. 91-98.

3. Шлыков В.В. Экспериментальное исследование влияния постоянного электрического поля на замерзание капель воды. – Труды ГГО, 1979, вып.420, с. 68–75.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ НА ТЕМПЕРАТУРУ КАПЕЛЬ ВОДЫ

Согласно данным самолетных исследований микроструктуры конвективных облаков в слое облака, близком к его границам, размеры облачных капель малы, что может быть обусловлено как взаимодействием облака с ненасышенной окружаюшей средой, так и испарением капель под влиянием солнечной радиации /2/. Измерить степень нагрева облачных капель в натурных условиях весьма трудно, поэтому представляет интерес провести такие измерения в лабораторных условиях. В настоящей статье приводятся результаты лабораторных исследований нагревания крупных капель воды под влиянием солнечной радиации.

#### Методика эксперимента

Нагревание капли коротковолновой радиацией наиболее благоприятно оценивать в условиях, когда относительная влажность воздуха составляет 90-98% и капля имеет температуру на 1,0-0,2 °C ниже температуры воздуха /3/.

Условия, близкие к сказанным, создавались в специально сконструированной для этой цели лабораторной установке. В отличие от установки, описанной в /3/, внутри измерительной части камеры помещались две термопары. Подводящие провода «холодных" спаев термопар загибались в виде колец диаметром около 2 мм. На кольца подвешивались капли дистиллированной воды диаметром от 2 до 4 мм. При этом больщая часть объема капли находилась ниже кольца. «Горячие" спаи термопар находились вблизи термометра,измеряющего температуру воздуха в камере. Исследуемая облучаемая капля располагалась напротив входного отверстия, имеющего световой затвор. Контрольная капля, выполняющая роль смоченного термометра, находилась в тени, на расстоянии 2 см от облучаемой капли.

Стенки камеры обеспечивали тепловую и радиационную защиту ее внутреннего объема. К внутренней поверхности камеры крепилась заземленная металлическая сетка для снятия статического электричества. Основание камеры обеспечивало возможность ее плавного разворота вокруг вертикальной и горизонтальной осей с целью слежения за движением Солнца. Увлажнение воздуха осуществлялось с помощью смоченной фильтровальной бумаги, находящейся на дне камеры. Воздух внутри камеры перед измерениями перемешивался с помощью пропеллера, вращающегося с частотой до 5 Гц, так как при больщей скорости вращения пропеллера может происходить нагревание воздуха от трения.

Температура воздуха внутри камеры измерялась термометром с ценой деления 0,2 °С. Для более точного определения температуры использовался микроскоп. Погрешность измерения составила ± 0,016 °С. Датчиками температуры облучаемой и контрольной капель служили термопары, изготовленные из медной и константановой проволоки диаметром 0,07 мм. Для того чтобы избежать нагревания холодного спая и подводящего кольца термопары, удерживающей облучаемую каплю, верхняя часть этой капли вместе с кольцом и спаем термопары затенялась на 1/4 площади ее поперечного сечения с помощью небольшого экрана. Ток, проходящий через термопары, измерялся двумя зеркальными гальванометрами М 195/2, шкала которых была прокалибрована в градусах Цельсия. Погрешность определения температуры капель составляла + 0,008 °C. Максимальная относительная погрешность определения температуры воздуха и капель составляла + 0,032 °C. Так же как и в экспериментах, описанных в /3/, диаметр капель определялся с помощью микроскопа. Насаживание капель на кольца термопар осуществлялось с помощью капилляра. Затем измерялся их диаметр, капля наводилась на Солнце и закрывался световой затвор. Спустя 2-3 мин измерялась температура воздуха в камере и температура капель. После этого открывался световой затвор и запускался секундомер. Последующие отсчеты температуры производились с интервалами в одну минуту. Входная апертура установки 15°, поэтому на облучаемую каплю не влияла рассеянная солнечная радиация.

#### Результаты измерений

В табл.1 в качестве примера представлены данные трех серий измерений. По материалам таблицы хорошо прослеживается влияние влажности на температуру облучаемой капли. Так, 9 апреля при ясной погоде в конце третьей минуТаблица

Результаты измерений нагревания капель солнечной рациацией

1	9		g								<u> </u>				Γ			÷		] ີຼ	
Парциаль	ное давл	ние водя	ного пар				22.1	21,9	21,7	21,6	100		19.9	19,9		5,4	32,2	32,3	32,5	.04.79, gci	
OTHOCH-	тельная	влаж-	HOCTE	воздуха	<b>f</b> %	•	94	94	63	63	00	00	00	60	Ċ	2	96	96	96	a; II - 18	
ев капли		исправ-	ленный		$(t_0^{-}t_{k})x$	×1.25 ℃		0,66	0,77	0,81		0.76	0,88	0,89			0,95	1,07	1,08	и затенен	•
Ileperp		изме-	рен-	НыЙ	$(t_o -$	$-t_{\rm K}$ ) °C	0.03	0,49	0,56	0,61	002	0.57	0.66	0,67			0,95	1,07	1,08	ика, капл	ена
гр кап-	W	-Тнох	pont-	ной			2.68	•		2,68	9 63	) ) i		2,63		20,2			2,52	абая ды	HOTAR OH
Диаме	ЛИ, У	o6ny-	чае-	Moli		I	3.00	•		3,00	9 gg (	) ) 1		2,88		200		-	2,60	ясно, сл	капля 1
ypa	ЛИ	KOHB-	pont-	ной	t, °C		19.39	19,28	19,21	19,12	17 AG	1740 0471	17.49	17,50		20,43	25,44	25,48	25,57	.04.79,	79. ясно.
emiepar	кап	o6ny	чае-	MOŬ	<b>t</b> °°C		19.42	19.77	19,77	19,73	1751	10,01	18,15	18,17		20,00,02	26,39	26,55	26,65	8 - 1 - 9 - 1 - 9	25.05.
[ <b>-</b>	воздуха			t, C	20		20.00	19,93	19,86	19,80	17 80	17.60	17.61	17,62		20,80	25,86	25,92	26,00	чание	eha: III -
Время	наблю-	дений,	HIM				0	н г	2	က		) +	10	၊ က -		D		2	ິຕ	ыме	ля затен
U U	рия						н				=	-				Ξ					КАП.

4242

ты наблюдений при температуре воздуха внутри камеры  $t_g = 19,80$  °C и относительной влажности f = 93% температура облучаемой капли составляла  $t_o = 19,73$  °C, контрольной капли  $t_k = 19,12$  °C. Отсюда следует, что температура облучаемой капли была на 0,61 °C выше температуры контрольной капли и на 0,07 °C ниже температуры воздуха. Совершенно иная картина наблюдалась 18 апреля при ясной погоде, но при относительной влажности 99%. Температура облучаемой капли была на 0,55 °C выше температуры контрольной капли была на 0,67 °C выше температуры контрольной капли была на 0,67 °C выше температуры контрольной капли. Измерения показали, что изменение температуры капли наблюдается в течение первых двух минут облучения. Дальнейшее облучение на температуру не влияет.



с контрольной.

На рисунке показан перегрев облучаемой капли по сравнению с контрольной. Кривые 1 и 2 построены на основании данных, которые были получены при безоблачной погоде, соответственно 18 апреля и 11 апреля. В первом случае в конце опыта перегрев облучаемой капли составил 0,89 °C, во втором случае – 0,72 °C, т.е. на 0,17 °C меньше, чем 18 апреля. Кривая 3 построена по средним значениям из 13 серий измерений. перегрева облучаемых

капель. Из графика следует, что в конце третьей минуты среднее значение перегрева облучаемой капли относительно контрольной составляет 0,82 °C.

Кривая 4, построенная по результатам семи измерений, характеризует перегрев солнечной радиацией незатененной капли по сравнению с контрольной каплей. В этом случае за счет нагревания прямой солнечной радиацией проводов, образующих кольцо, и спая термопары в конце третьей минуты перегрев капли составляет 0,97 °C, т.е. он на 0,15 °C выще, чем при измерениях с экранированием верхней части капли. В дальнейшем будем принимать во внимание средние значения перегрева капель, затененных на 1/4 часть площади их сечения.

Кривые 5,6 и 7 дают представление о нагревании капель дистиллированной воды при сплошной кристаллической перисто-слоистой просвечивающей облачности и наличии спабого гало (по измерениям 10 апреля 1979 г.). Кривая 5 характеризует перегрев капли, экспонированной в 13 ч 13 мин, при следующих параметрах в конце третьей минуты:  $t_g =$ = 19,90 °C, f = 98%, e = 22.9 гПа,  $t_o = 20.13$  °C,  $t_k = 19.85$  °C,  $d_o = 2.91$  мм,  $d_k = 2.60$  мм. То же самое иллюстрирует кривая 6 при следующих параметрах в 13 ч 41 мин:  $t_g = 18.90$  °C, f = 97%, e = 21.2 гПа,  $t_o = 19.96$  °C,  $t_k = 18.68$  °C,  $d_o = 2.91$  мм,  $d_k = 2.60$  мм. В конце третьей минуты каждая из облучаемых капель перегрелась на 0,35 °C по сравнению с контрольной каплей. Кривая 7 показывает перегрев незатененной капли при начале измерений в 13 ч 24 мин (0,42 °C).

Среднее значение перегрева капли воды для безоблачного неба составляет 0,82 °C, а среднее значение перегрева, полученное из двух измерений при сплошной кристаллической перисто-слоистой просвечивающей облачности, - 0,35 °C (или 43%). Можно полагать, что перистые облака поглощают до 57% тепловой энергии солнечных лучей. Поэтому они достаточно эффективно сдерживают развитие нижележащих кучевых облаков.

Интересно определить, какая температура будет у облучаемой капли по сравнению с температурой контрольной капли, если на пути солнечной радиации поставить кювету с водой. Такие измерения были выполнены 17 апреля 1979 г. при безоблачном небе. Кривая 8 характеризует перегрев облучаемой капли (без кюветы), экспонируемой в 14 ч 41 мин, при следующих характеристиках в конце измерений:  $t_{\rho}$  = = 19,44 °C, f = 97%, Q = 21,9 гПа,  $t_0$  = 19,87 °C,  $t_K$  = 19,15 °C,  $d_0$  = 3,40 мм,  $d_K$  = 2,90 мм. Перегрев облучаемой капли по сравнению с контрольной составил 0,90 °C. Кривая 9 характеризует средние значения перегрева из пяти измерений при облучении той же капли солнечной радиацией через слой воды 26 мм и две стенки органического стекла общей толщиной 4 мм при относительной влажности 97-98%. Из графика следует, что среднее значение перегрева в конце третьей минуты составляет 0,33 °C. Специальные исследования показали, что разница между температурой воды, налитой в кювету, и температурой воздуха в камере не оказывает никакого влияния на температуру облучаемой капли.

Чтобы исключить влияние стенок кюветы, было сделано пять серий наблюдений, где водяным экраном была капля дистиллированной воды диаметром более 4 мм, расположенная на расстоянии 12 мм от облучаемой капли. Измерения показали, что перегрев капли диаметром 2 мм, находящейся в тени большой капли, достигал в среднем 0,31 °C, т.е. был близок к перегреву капли, облучаемой через кювету с водой.

При нагревании солнечной радиацией температура слоя воды, по толщине равного диаметру ферической капли, и температура капли будут не одинаковы. Это можно объяснить тем, что длина прохождения солнечных лучей в ферической капле вследствие многократного внутреннего отражения будет больше, чем в слое воды, а следовательно, и температура капли будет большей. Это отмечается и в работе /5/. Описанный нагрев капель через слой воды или другие капли обусловлен поглощением солнечной радиации с длинами волн меньше 1-2 мкм /4/.

При измерениях температуры капель диаметром от 2 до 4 мм было замечено, что мелкие капли нагреваются в меньшей степени и быстрее охлаждаются после прекращения нагревания, чем крупные.

Для того чтобы облучаемая капля имела температуру выше температуры контрольной капли в среднем на 0,82°С и сохраняла ее во времени, она должна получать больше тепловой энергии, поскольку часть энергии приходится затрачивать на испарение и на нагревание окружающего воздуха. В табл.2 показано, при каких значениях относительной влажности для трех значений температуры воздуха до-

стигается перегрев облучаемой капли относительно окружающего воздуха на 0,22 и 0,82 °C. Из табл.2 видно, что для обеспечения перегрева капли на 0,22 °C относительная влажность воздуха должна возрастать с 88 до 94% при повыщении температуры от 0 до 20 °C. Отсюда следует, что при уменьшении относительной влажности большая часть солнечной энергии, поглощаемой каплей, расходуется на испарение самих капель. Увеличение радиационных потоков в верхнем слое облака В.Л.Гаевский /1/ объяснял воздействием прямой солнечной радиации.

Таблица 2

Перегрев капли воды, облучаемой солнечной радиацией, при различных начальных значениях температуры и относительной влажности воздуха

Перегрев капли относительно воздуха (to-tg) оС	Темпера воздуха tg °C	атура смоченно- го .термо- метра <b>ť</b> <sup>о</sup> С	Относи- тельная влажност воздуха ƒ%	Парци– альное ъ давление водяного пара е гПа
0,82	0,0	0,0	100	6,11
0,22	0,0	-0,6	88	5,37
0,82	10,0	10,0	100	12,30
0,22	10,0	9,4	92	11,30
0,82	20,0	20,0	100	23,40
0,22	20,0	19,4	94	22,00

Таким образом, капли воды, облучаемые солнечной радиацией при относительной влажности, близкой к насыщению, способны в значительной степени нагреваться. Результаты, приведенные в настоящей работе, следует считать предварительными. Для более полных выводов необходимо провести детальные исследования нагрева капель солнечной радиацией с учетом широты места, высоты над уровнем моря и замутненности атмосферы в широком диапазоне условий и на большем статистическом материале.

#### Список литературы

1. Гаевский В.Л. Измерение радиационных потоков в облаках. - Труды ГГО, 1955, вып.46 (108), с. 59-66.

2. Зайцев В.А. Размеры и распределение капель в кучевых облаках. - Труды ГГО, 1948, вып.13.

З. Зайцев В.А., Ледохович А.А., Никандрова Г.Т. Влажность воздуха и ее измерение.-Л.: Гидрометеоиздат, 1974. -112 с.

4. И з м е р е н и е спектральных характеристик отражения, пропускания и поглощения облачности в интервале длин волн 0,35-2,5 мкм/ В.И.Биненко, О.Б.Васильев, В.С.Гришечкин и др. – Труды ГГО, 1973, вып.31,7, с. 3-7.

5. Романов Н.П., Шуклин В.В. Сечение поглощающих сферических частиц в приближении геометрической оптики. – Труды ИЭМ, 1975, вып.9 (52), с. 176-190.

## Содержание

	В.Я.Никандров. К вопросу о регулировании процес-	
	сов электризации в конвективном облаке	3
	Д.Д.Сталевич, Т.С.Учеваткина. Об уровне введения	
	реагента при воздеиствии на облака с целью предот-	0
	вращения града	9
	ния в конвективных облаках льдообразующих аэрозо-	
	лей, введенных в подоблачный слой	20
	Б.М.Воробьев, Е.Н.Парикова. Некоторые результа-	
	ты численного моделирования конвективных облаков	di sa
	по данным радиозондирования атмосферы	30
	В.Г.Баранов, Ю.А.Довгалюк, Е.Н.Станкова. О воз-	1. N.
	можности численного моделирования воздействия на	al an
	конвективное облако с использованием нестационар-	Р.
	ной модели	35
	В.В.Клинго. Анализ теоретических выражений для	
	коэффициента турбулентной диффузии в моделях кон-	44 . Zu -
	вективных облаков	43
ĺ	В.В.Клинго. О теоретическом определении коэф-	
	фициента турбулентной диффузии в конвективных об-	
	лаках с использованием уравнения баланса турбу-	
	лентной энергии	53
	А.В.Зинченко. Алгоритм приближенного расчета	
	параметров облачной конвекции на основе струйной	
	модели	61
	А.В.Зинченко. Численная модель осадкообразова-	·
	ния в одноячейковом кучево-дождевом облаке	66
	Ю.А.Довгалюк, Е.В.Оренбургская, Т.Л.Угланова.	
	О пространственно-временном распределении кучево-	
	дождевых облаков и выпадающих из них осадков на	
	территории Центрально-Черноземных областей	79
	А.А.Синькевич, <u>Н.С.Шишкин</u> . Температурный ре-	
	жим кучевых облаков (обзор)	87
	А.А.Синькевич. Некоторые результаты исследо-	
	ваний пульсаций температуры в слоистообразных	
	облаках	97
	Т.Н.Громова, Н.А.Паничев, Т.М.Унгерман. О со-	÷.
	держании йода и свинца в атмосферных осадках при	
	активных воздействиях на облака	108

В.В.Егоров, С.Н.Ильин, Г.Д.Кудашкин, А.Э.Маме-	
дов. Предварительная оценка эффективности воздей-	
ствий на мощные кучевые облака	117
В.В.Клинго. Влияние постоянного электрического поля на дисперсию температур замерзания переох-	
лажденных капель	123
В.А.Зайцев, Л.И.Чапурский. Экспериментальное исследование влияния солнечной радиации на тем-	
пературу капель воды	126

### Труды ГГО, вып. 482 Физика облаков и активных воздействий Редактор Л. И. Верес. Технический редактор А. И. Кузнецов Корректор И. А. Крайнева

#### H/K

Подписано в печать 17.07.84. М-30836. Формат 60 × 90<sup>1</sup>/16. Бумага тип. № 1. Печать офсетная. Печ. л. 9,5. Кр.-отт. 9,75. Уч.-изд. л. 8,06. Тираж 520 экз. Индекс МОЛ-72. Заказ № 2424. Цена 55 коп. Заказное. Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 109033. Москва Ж-33, Волочаевская ул., д. 40.