

КОМИТЕТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
ПРИ КАБИНЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

Выпуск 538

Методы активной и пассивной радиолокации
в метеорологии

Под ред.
д-ра физ.-мат. наук
Г. Г. Шукина



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

УДК 551.521+551.501.81 (061.6)

Содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований метеорологических характеристик безоблачной атмосферы, атмосферных образований методами активной и пассивной радиолокации, выполненных в 1988—1989 гг.

Представлены результаты работы, по исследованию характеристик поверхности суши и ледяного покрова. Рассматриваются вопросы построения, автоматизации и исследования радиофизической аппаратуры.

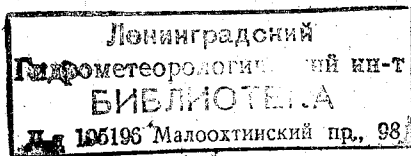
Рассчитан на научных работников и инженеров, занимающихся вопросами физики атмосферы, радиофизики, радиотехники. Рекомендуется также аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

The publication contains the results of theoretical and experimental studies of meteorological characteristics of cloudless atmosphere, atmospheric formations using active and passive radiolocation techniques which made in 1988—1989.

There are presented works on studying the characteristics of land surface and ice cover. The problems of constructing, automating and studying radiophysical equipment.

The publication is intended for researchers and engineers dealing with the problems of atmospheric physics, radiophysics, radio engineering. It is recommended also for post-graduates and senior students of appropriate specialities.

251.800



М $\frac{1805040400 - 127}{069(02) - 91}$ 31—91(2)

ISBN 5—286—00895—x

© Главная геофизическая
обсерватория им. А. И. Воейкова,
1991.

О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ПОГЛОЩЕНИЯ В ОБЛАКАХ И ОСАДКАХ И ОЦЕНКИ ВОДНОСТИ ОБЛАКОВ И ИНТЕНСИВНОСТИ ДОЖДЕЙ

В работе /1/ исследована возможность определения водности облаков и интенсивности жидких осадков методами пассивно-активной радиолокации. Суть этого метода заключается в том, что по измеренной оптической толщине определяется водозапас зондируемого облачного слоя или слоя дождя, а затем осуществляется восстановление профиля водности. При исследовании осадков для перехода от водности дождя к их интенсивности используются соотношения, которые получены при сопоставлении выражений для водности и интенсивности, записанных через гамма-функции. Эти соотношения вносят незначительный вклад в погрешность определения интенсивности дождя. Основной вклад в погрешность оценки водности (интенсивности) дает неточность определения водозаписа. Водозапас W находится по измеренному значению оптической толщины τ с помощью соотношения /2/

$$\tau = \psi(\lambda, T_{э, обл}) W, \quad (1)$$

где $\psi(\lambda, T_{э, обл})$ — удельный коэффициент поглощения облачных капель. Зависимость этого коэффициента от температуры вносит некоторую неопределенность в выражение (1), что и создает погрешности при вычислении водозаписа. Поэтому нами были проведены исследования возможности уточнения оценки интенсивности осадков по результатам пассивно-активных радиолокационных измерений.

Согласно определению, радиолокационная отражаемость пропорциональна r^6 , а коэффициент поглощения, как и водность, пропорционален r^3 . Это указывает на существование связи между этими параметрами, причем связь должна быть близка к квадратичной. В работе /1/ приведены результаты расчета относительного вклада q капель различных участков спектра в радиолокационную отражаемость и водность. Линейная связь между коэффициентом поглощения и водностью позволяет полученные значения q_w считать справедливыми для коэффициента поглощения. Согласно /1/, капли, радиус которых превышает модальный радиус водности ($r \geq r_m^w$), составляют 5—17 % общей концентрации. Они дают 60—65 %-ный вклад в водность и практически полностью определяют радиолокационную отражаемость /1/.

Для этого случая ($r \geq r_m^w$), для гамма-распределения $r_m^w = \frac{\mu + 3}{\beta}$ нами проведено сопоставление теоретических выражений для радиолокационной отражаемости z и коэффициента поглощения капель

α_{Π} , записанных через гамма-функции. В результате сопоставления получены следующие соотношения:

$$\begin{aligned} \mu = 0, & \quad \alpha_{\Pi} = 2,36 \cdot 10^{-3} \operatorname{Im} \{ -k \} z^{0,5}; \\ \mu = 1, & \quad \alpha_{\Pi} = 5,42 \cdot 10^{-3} \operatorname{Im} \{ -k \} z^{0,5}; \\ \mu = 2, & \quad \alpha_{\Pi} = 5,59 \cdot 10^{-3} \operatorname{Im} \{ -k \} z^{0,5}; \\ \mu = 4, & \quad \alpha_{\Pi} = 5,65 \cdot 10^{-3} \operatorname{Im} \{ -k \} z^{0,5}. \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь $k = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}$, где m — комплексный показатель преломления. При известном значении представленные соотношения позволяют по радиолокационной отражаемости определить вклад в коэффициент поглощения, составляющий 60—65 %.

Полученные выражения можно записать в общем виде:

$$\alpha_{\Pi} = B \sqrt{z}. \quad (3)$$

Анализ соотношений (2) указывает на зависимость коэффициента B от параметра μ гамма-распределения и от комплексного показателя преломления, который является функцией температуры. Из соотношений (2) следует, что при $\mu \geq 1$ зависимость B от этого параметра можно пренебречь. Отсутствие данных о спектре капель обуславливает неопределенность коэффициента B в соотношении (3). Для ее уменьшения необходима дополнительная информация. В качестве такой информации могут быть использованы данные об оптической толщине исследуемого слоя, получаемые при помощи пассивного зондирования. Использование результатов совместных пассивно-активных радиолокационных измерений позволяет определять коэффициент B для каждого направления зондирования l .

Действительно, если принять, что B вдоль направления не меняется, то при интегрировании выражения (3) по l получим

$$\int_l \alpha_{\Pi}(l) dl = B \int_l \sqrt{z(l)} dl. \quad (4)$$

Левая часть этого уравнения представляет собой выражение для оптической толщины τ . Отсюда для B находим

$$B = \tau / \int_l \sqrt{z(l)} dl. \quad (5)$$

Подставив выражение (5) в формулу (3), получим формулу для восстановления профиля коэффициента поглощения вдоль направления зондирования:

$$\alpha_{\Pi}(l) = \frac{\sqrt{z(l)}}{\int_l \sqrt{z(l)} dl} \tau, \quad (6)$$

где τ — в неперах, z — мм/м³, α_{Π} — в Нп/км, l — в километрах. В правую часть формулы (6) входят величины, которые могут быть

измерены при помощи пассивно-активной радиолокационной станции.

При исследовании осадков по значению α_{Π} можно оценить интенсивность дождя I по формуле

$$I = 153,5 \alpha_{\Pi}^{0,81}, \quad (7)$$

которая получена при преобразовании формулы $\alpha_{\Pi} = aI^b$ с коэффициентами, взятыми из [2] для длины волны $\lambda = 3,2$ см, и температуры $t_g = 10^{\circ}\text{C}$.

Для иллюстрации изложенного воспользуемся результатами измерений, полученными при исследованиях в Ленинградской области с помощью пассивно-активной радиолокационной станции. В табл. 1 представлены результаты зондирования слоя дождя при угле места ДНА 5° . Здесь помещены измеренные профили радиолокационной отражаемости $z(l)$ вдоль направления зондирования с временным интервалом 2 мин и значения оптической толщины τ для каждого случая, а также рассчитанные значения интегральной отражаемости,

Таблица 1

Результаты зондирования 28 июля 1987 г.
(Ленинградская область)

Удаление, км	15 ч 46 мин		15 ч 48 мин		15 ч 50 мин	
	\sqrt{z}	α_n	\sqrt{z}	α_n	\sqrt{z}	α_n
3,0	0,021	0,0004	0,017	0,0002	0,025	0,0003
3,75	0,106	0,0018	0,037	0,0005	0,148	0,0018
4,5	0,143	0,0024	0,160	0,0020	0,043	0,0005
5,25	0,148	0,0025	0,132	0,0019	0,027	0,0003
6,0	0,034	0,0006	0,048	0,0007	0,034	0,0004
6,75	0,027	0,0004	0,030	0,0004	0,653	0,0081
7,5	0,266	0,0045	0,596	0,0085	1,428	0,0177
8,25	0,260	0,0044	0,733	0,0105	3,090	0,0383
9,0	0,320	0,0054	2,02	0,0289	3,317	0,0411
9,75	0,490	0,0082	1,380	0,0197	1,584	0,0196
10,5	1,480	0,0248	1,480	0,0211	2,398	0,0297
11,25	3,16	0,0531	1,120	0,0160	5,070	0,0629
12,0	6,76	0,1138	1,700	0,0243	1,905	0,0236
12,75	0,452	0,0076	1,800	0,0257	1,800	0,0223
13,5	0,191	0,0032	1,350	0,0193	2,985	0,0370
14,25	0,180	0,0030	0,901	0,0129	2,214	0,0274
15,0	0,106	0,0018	1,680	0,0240	1,841	0,0228
15,75	0,078	0,0013	2,210	0,0316	0,861	0,0107
16,5	0,065	0,0011	0,207	0,0030	0,319	0,0040
17,25			0,097	0,0014	0,106	0,0013
18,0			0,072	0,0010	0,275	0,0034
18,75					0,638	0,0079
19,5					0,832	0,0103
20,25					0,385	0,0048
21,0					0,126	0,0016
21,75					0,092	0,0011
$\int \sqrt{z(l)} dl$	10,680		13,294		24,1	
τ_{Hn}	0,18		0,19		0,30	
B	0,0168		0,0143		0,0124	

коэффициента $z(l)$ и профили коэффициента поглощения $\alpha_n(l)$. Из таблицы видно, что за период наблюдений происходило увеличение как интегральной отражаемости, так и оптической толщины. Коэффициент же B уменьшался. Это обусловлено более быстрым, чем рост оптической толщины, ростом интегральной отражаемости, который происходил в результате увеличения числа зон высокой отражаемости и их расширения. Комплексное использование результатов пассивно-активной радиолокации позволило для каждого зондирования рассчитать коэффициент B в соотношении (5). Изменение B вдоль направления зондирования учесть сложно. Для этого необходимо провести дополнительные исследования.

По значениям коэффициента поглощения, рассчитанным по формуле (6) и приведенным в табл. 1, была проведена оценка интенсивности дождя по формуле (7). Результаты расчета представлены на рис. 1. Анализ полученных результатов показывает, что наибольшая интенсивность дождя отмечалась при первом зондировании на удалении 12 км. Она составила около 22 мм/ч. Ход интенсивности дождя повторяет ход радиолокационной отражаемости, так как эта величина входит в формулу (6) в виде весовой характеристики распределения полного поглощения слоем дождя по лучу визирования.

Особый интерес представляет сопоставление результатов расчета I при одинаковой радиолокационной отражаемости для разных зондирований. Так, в первом и втором случаях на удалении 10,5 км отмечалось $z = 2,19 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ (в таблице $\sqrt{z} = 1,48$). Для первого зондирования получена интенсивность дождя, равная 7,67 мм/ч., а для

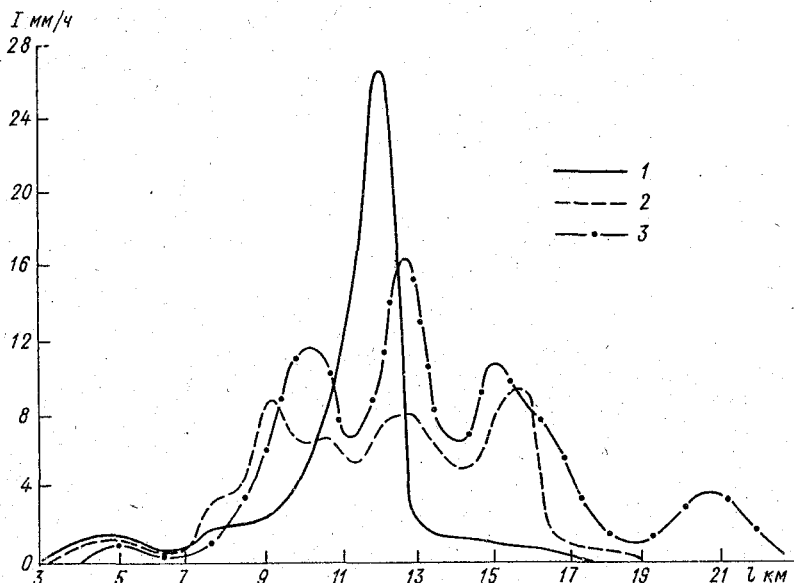


Рис. 1. Изменение интенсивности дождя вдоль направления зондирования (Ленинградская область, 28 июля 1987 г.).
1 — 15 ч 46 мин, 2 — 15 ч 48 мин, 3 — 15 ч 50 мин.

другого — 6,7 мм/ч. При третьем зондировании такая же отражаемость наблюдалась на удалении — 9 км. Интенсивность дождя в этом случае составила 5,83 мм/ч.

Предложенный подход определения коэффициентов поглощения может успешно применяться в исследованиях облаков методами пассивно-активной радиолокации. По найденным этим методом значениям коэффициентов поглощения можно произвести оценку водности облаков по предложенной в /3/ формуле, связывающей эти параметры. Для длины волны $\lambda = 3,2$ см указанное соотношение после преобразования запишется в виде

$$w(l) = \frac{91,833}{\psi(t_{обл})} \alpha(l),$$

где $w(l)$ — водность (г/м), $\alpha(l)$ — коэффициент поглощения (км^{-1}), $t_{обл}$ — температура облачных капель. Температурный коэффициент ψ имеет следующие значения /3/:

$t^{\circ}\text{C}$	-10	0	10	20
ψ	2,51	1,7	1,27	1,0

Приведенные результаты свидетельствуют о повышении эффективности исследования при комплексном использовании средств пассивной и активной радиолокации. По-видимому, такой подход позволит изучать микроструктуру облаков и осадков, но это потребует дополнительных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Попова Н. Д., Шукин Г. Г. Определение водности облаков и интенсивности осадков методами пассивно-активной радиолокации. — Метеорология и гидрология, 1989, N 8, с. 38—44.
2. Степаненко В. Д., Шукин Г. Г., Бобылев Л. П., Матросов С. Ю. Радиотеплокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат. — 1987. — 283 с.
3. Черняк М. М. Ослабление электромагнитного излучения малыми каплями воды. — Труды ВГИ, 1970, вып. 17, с. 274—276.

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ОДИНОЧНОГО ДОПЛЕРОВСКОГО РАДИОЛОКАТОРА В МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ (обзор)

Метеорологическая радиолокация прочно заняла одно из ведущих мест в системе гидрометеорологической службы. Качество применяемых радиолокационных средств определяет эффективность решения задач штормооповещения, измерения осадков на площади, контроля активных воздействий на облака, исследования внутриоблачных процессов. Широкое применение метеорологических радиолокаторов определяется двумя основными их преимуществами: большей площадью обзора, сравнимой с метеорологическим мезомасштабом, и оперативностью измерений, которая обычно превосходит изменчивость метеобъектов. В настоящее время основным техническим средством радиометеорологии является некогерентный радиолокатор, предназначенный для измерения средней мощности сигнала, отраженного метеобъектом. На измерении этой величины основаны многочисленные методы метеорологических исследований /1, 2, 16/, продолжающие совершенствоваться.

В последние годы значительное развитие получили работы, направленные на использование в метеорологических целях доплеровских радиолокаторов. Важнейшее их достоинство — возможность измерения характеристик ветра, что имеет особое значение в задачах мониторинга опасных явлений погоды.

Исследования в области доплеровской радиометеорологии начались еще в начале 60-х годов/2/. Однако в то время развитие этого направления сдерживалось несовершенством цифровой техники, применяющейся для обработки сигналов и представления данных. Определенную роль сыграло также скептическое отношение к возможностям интерпретации измерений доплеровской радиальной скорости, которая отображает лишь проекцию скорости ветра на направление луча. Это приводит к определенным трудностям в получении данных о поле ветра. Полный вектор скорости можно получить, применяя три или два доплеровских радиолокатора /28, 29, 35/ (в последнем случае привлекается уравнение неразрывности воздуха). Однако техническая реализация этих методов оказалась очень сложной, и их применение эффективно лишь в пределах сравнительно небольших площадей. Поэтому целью настоящего обзора явилось рассмотрение возможностей использования в метеорологических целях одиночного доплеровского радиолокатора. Основное внимание уделяется развитию методов оперативного использования одиночного доплеровского радиолокатора, выполненных после 1981 г. Более ранние зарубежные работы отражены в монографии /5/, которая подвела итоги большой исследовательской программы, проведенной в США в конце 70-х — начале 80-х годов.

Восстановление поля ветра

Методы восстановления профиля ветра стали разрабатываться сразу же с появлением метеорологических доплеровских радиолокадоров /2/ применительно к достаточно равномерным полям ветра. Хорошим объектом для этих методов являются обложные осадки, которые отличаются большими и интенсивными отражениями и достаточно гладкими полями ветра. С появлением высокопотенциальных доплеровских радиолокаторов таким объектом все чаще становится безоблачная атмосфера.

Первым из подобных методов был так называемый метод VAD, который заключается в измерении радиальной скорости на определенном удалении при азимутальном сканировании антенны с постоянным углом места. Если ветер постояен на заданной высоте, то в координатах азимут-скорость радиальная скорость изменяется по синусоиде, фаза и амплитуда которой указывают направление и скорость ветра соответственно /2/. Проводя измерения в нескольких дискретах дальности на луче радиолокатора, получают годограф ветра в слое. Обобщение этого метода состоит в том, что поле ветра представляют в виде ряда Фурье и, измеряя радиальные скорости, определяют несколько первых коэффициентов ряда, обусловленных средней скоростью ветра, дивергенцией и вращением поля ветра /5, 6, 32/.

Другой метод (UVT) основан на предположении о гладкости поля ветра и оценки тангенциальных к лучу зондирования составляющих ветра /33, 34/. Он применим при небольших углах подъема антенны (меньше 4°). Сравнение методов показывает, что метод UVT обеспечивает более высокое пространственное разрешение, однако подвержен ошибкам измерения из-за влияния отражения от Земли при небольших углах подъема антенны.

Для восстановления векторного поля в некотором объеме можно применить метод VVP /5/. Поле ветра представляют усеченным рядом Тейлора, включающим только первые производные скорости по координатам. Такое представление поля требует определения двенадцати параметров (четыре трехмерные величины: скорость и ее пространственные производные). Определить эти параметры можно с помощью измерений радиальных скоростей в пределах заданного объема, где еще можно считать измерения скорости ветра линейными.

Выяснение преимуществ и ограничений указанных методов требует дальнейшей проработки. Отметим, что эти методы могут применяться не только при зондировании тропосферы, но также и для более высоких слоев атмосферы с использованием доплеровских радиолокаторов дециметрового и метрового диапазонов радиоволн.

Обнаружение шквалов

Одно из опаснейших явлений погоды — шквалистое усиление ветра — может обнаруживаться с помощью доплеровского радиолокатора. Существует методика распознавания шквала некогерентным радиолокатором /3, 14/, основанная на измерении высоты верхней границы облака, скорости перемещения радиоэха и его максималь-

ной отражаемости. По данным /14/ вероятность обнаружения шквала этой методикой составляет около 85 %. С помощью некогерентной станции может быть сделана лишь оценка скорости порывов ветра, а также вероятностно определено место локализации шквала. Этот метод подвержен влиянию экранировки облаков другими облаками и осадками, а также ослаблению излучения на влажном ветрозащитном колпаке антенны.

Наблюдение шквалов доплеровским радиолокатором имеет несомненное преимущество, причем шквалы обнаруживаются как в осадках, так и в безоблачной атмосфере. В первом случае задача достаточно проста, так как отраженный сигнал велик и можно проводить надежные измерения скорости ветра. Шквал индицируется по резкому градиенту радиальной скорости в приземном слое /25/.

Шквал может обнаруживаться доплеровским радиолокатором и вне облака. Формируясь в облаке, шквал приводит к интенсивному нисходящему движению воздуха, которое регистрируется по конвергенции воздуха в облаке на малых высотах. Иногда области конвергенции на радиолокационных дисплеях прослеживаются в виде полосы, что служит указателем наличия протяженной линии шквалов /42/.

Доплеровским радиолокатором шквал может наблюдаться и в безоблачной атмосфере на расстоянии нескольких десятков километров от областей радиоэха. Это объясняется повышением чувствительности радиолокационного приема за счет когерентного накопления сигнала. Наличие отраженного сигнала от шквала в ясном небе может объясняться как резкой неоднородностью воздуха, так и наличием в шквале пыли или насекомых /42/.

Существует также возможность обнаружения доплеровским радиолокатором микрошквалов /18/ — нисходящих порывов воздуха из основания облака со скоростью более 17 м/с /23, 24, 42/. Микрошквал представляет собой очень большую опасность для авиации; около 70 % летных происшествий из-за погодных явлений связаны с микрошквалами /36/. На радиолокационных дисплеях доплеровских станций микрошквал отображается в виде замкнутых контуров высоких скоростей, сосредоточенных в небольших объемах. В силу кратковременности существования микрошквала (несколько минут /21, 30/) и большой опасности его для авиации мониторинг состояния района глиссады должен проводиться непрерывно при вероятности образования микрошквала /21/. В США реализуется программа оснащения ста крупных аэропортов страны так называемыми терминальными доплеровскими метеорологическими радиолокаторами (концепция TDWR), одной из главных задач которых является мониторинг микрошквалов.

Как показывает мировая практика, доплеровская станция является эффективным средством предупреждения о шквалах. Вероятность их обнаружения достигает 94—96 % /25/.

Измерение сдвига ветра

Градиенты (сдвиги) ветра могут быть определены с помощью доплеровского радиолокатора как отношение разности измеренных радиальных скоростей ветра в двух импульсных объемах к расстоянию

между этими объемами. Радиолокационным способом обычно определяются высотные и азимутальные сдвиги ветра: градиент ветра по высоте может быть определен при фиксированном положении луча радиолокатора как отношение разности радиальных скоростей в двух дискретах дальности на луче при небольших углах наклона антенны к разности высот этих дискретов дальности. Небольшие углы подъема антенны позволяют считать, что измеряется горизонтальный ветер. Сдвиги ветра оказывают большое влияние на пилотирование аппаратов вблизи поверхности Земли, поэтому их измерение в районе глассады имеет особое значение. Радиальные градиенты ветра могут быть определены и некогерентным радиолокатором путем задержки с сохранением фазы сигнала от одного элемента разрешения до прихода сигнала от другого элемента и последующим их смещением /7, 13/. Однако этот способ обладает несколькими ограничениями: фиксирована дистанция между дискретами дальности, не определяется знак разности скоростей; интервал измерения невелик, что связано с невысокой частотой посылок импульсов. Кроме того, точность измерения снижается вследствие уширения спектра в каждом из дискретов дальности. Указанные ограничения можно преодолеть, увеличивая аппаратуру обработки, однако эти характеристики естественным образом и более эффективно получают с помощью доплеровского радиолокатора.

Азимутальный сдвиг ветра определяется как отношение измеренных радиальных скоростей ветра к расстоянию между элементами измерения при их одинаковом удалении от радиолокатора при вращении антенны по азимуту.

Оценка турбулентности

Турбулентность воздуха может быть определена с помощью доплеровского радиолокатора разными способами в зависимости от масштабов измерения. В масштабе радиолокационного импульса турбулентность определяется по измерению ширины спектра отраженного сигнала и выделению из этой величины вклада турбулентных движений. Как известно /2, 5, 16/, ширина спектра скоростей гидрометров обусловлена несколькими факторами: турбулентностью; сдвигом ветра в пределах импульсного объема; гравитационным падением частиц, поперечным к лучу ветром; вращением антенны радиолокатора. Для узких диаграмм антенны (около 1) и не слишком высоких углов подъема антенны (меньших 450) определяющий вклад в ширину спектра вносят турбулентность и сдвиг ветра. Отделение вкладов этих движений можно провести, обрабатывая поле ветра для определенного объема /26/. Зная поле радиальной скорости в объеме, можно определить градиенты этой скорости и оценить вклад их в ширину спектра скоростей. Затем, вычитая из измеренной ширины спектра вклад сдвига ветра, получают вклад турбулентности. Анализ показывает, что в мощных конвективных облаках вклад сдвига ветра значителен только в областях границы восходящего и нисходящего потоков и в областях в сильном вращении /26/. Таким образом, в большей части кучево-дождевого облака вклад турбулентности преобладает и может оцениваться путем измерения ширины спектра.

В слоистых облаках и обложных осадках вклады турбулентности и сдвига ветра могут быть соизмеримы.

Турбулентность большого масштаба можно определить измерением разности радиальных скоростей ветра. Такие измерения применяются для оценки возможности болтанки летательного аппарата. В этом случае измеряется разность радиальных скоростей в двух дискретах дальности на луче, удаленных на определенное расстояние (обычно 1—2 км). Как показали эксперименты /42/, турбулентность этого масштаба наиболее сильно влияет на пилотирование самолетов. В предыдущем параграфе отмечено, что такие измерения могут проводиться и на некогерентных станциях, однако с помощью доплеровского радиолокатора достигается более высокая точность.

Измерения турбулентности разных масштабов с помощью доплеровского радиолокатора крайне полезны для физических исследований облаков и осадков, на что указывают многочисленные работы (например, /19, 26, 40/). При этом могут быть поставлены измерения и самой структурной функции турбулентности.

Наблюдения вертикальных потоков в облаках

Измерение вертикальных потоков в облаках и осадках с помощью доплеровского радиолокатора имеет значение для исследования метеобъектов и контроля результатов активных воздействий на них. Определение вертикальных потоков может проводиться двумя способами. Первый способ — прямой: измеряются скорости движения гидрометеоров при больших углах подъема антенны, когда основной вклад в радиальную скорость вносят вертикальные движения. В этом случае вертикальный поток может быть определен на основании измерения радиальной скорости и скорости гравитационного падения гидрометеоров, которая может быть оценена по отражаемости /2, 5/. Этот способ ограничен небольшими расстояниями до облака.

Второй способ оценки вертикальных потоков в облаках и осадках основывается на предположении о круговой симметрии поля ветра в горизонтальном сечении потока и измерении дивергенции (конвергенции) воздуха в этом сечении /8, 9/. Предположение о горизонтальной симметрии вертикальных потоков, по-видимому, применимо к одноячейковым кучево-дождевым облакам, создающим радиоэхо симметричных вертикальных форм. При наличии в облаке соседствующих восходящих и нисходящих потоков /17/ или для облаков с несимметричными формами радиоэха вследствие сдвига ветра /5/, а также в некоторых других случаях /10/ применимость этого метода требует дополнительных обоснований.

Несмотря на то, что количественная оценка вертикального потока по измеренной дивергенции поля ветра встречает трудности, этот метод полезен уже тем, что указывает место потока. Определение восходящего потока по конвергенции поля ветра может оказаться полезным также в обложных осадках при наличии областей „затопленной“ конвекции.

Обнаружение вращения в облаках

Возможности наблюдения вращения поля ветра в облаках имеют большое значение в выяснении особенностей общей циркуляции воздуха во внутри- и околооблачном пространстве. Общая циркуляция ветра оказывает определяющее влияние на вращение восходящих потоков. Последнее связано с зарождением смерча.

Вращение в облаках определяется доплеровским радиолокатором при сканировании антенны по азимуту с последующим вычитанием из полученного поля радиальной скорости его среднего значения. При наличии вращения результирующая карта радиальных скоростей в сечении облака представляет собой картину, в которой в одной ее части скорости положительны, а в другой — отрицательны. В области почти нулевых относительных скоростей локализуется восходящий поток. В этой области велика вероятность образования смерча. Часто в области центра вращения наблюдаются высокие значения ширины доплеровского спектра, что обусловлено большими сдвигами ветра /5,26/.

С помощью доплеровского радиолокатора могут быть выделены облака, в которых наиболее вероятно образование смерча. Наличие смерча индицируется по характерным особенностям доплеровского спектра. Их проявление зависит от толщины воронки смерча, дальности до радиолокатора, определяющей величину импульсного объема, положения последнего относительно воронки, распределение отражаемости в воронке. Несмотря на многообразие факторов, влияющих на спектр сигнала, смерч индицируется по появлению в спектре пиков больших скоростей /5/ либо по наличию гармоник очень высоких скоростей /20, 42/. В областях со смерчем часто наблюдаются большие значения ширины спектра /5, 44/. Практикой радиолокационных наблюдений на протяжении двухлетнего эксперимента /5/ показано, что доплеровским радиолокатором обнаруживаются все смерчи в радиусе 240 км от станции. Это говорит об очень высокой эффективности использования доплеровской станции для мониторинга смерча, что послужило одним из доводов для разработки в США нового метеорологического доплеровского радиолокатора для сетевых наблюдений.

Определение поля ветра имеет очень большое значение для прогноза развития облаков. Конвективные облака без вращения обычно вырастают в одноячейковые кучевые облака с симметричным радиозомом в вертикальном сечении. Вращающийся же восходящий поток, возникающий во вращающейся части облака, обладает большей устойчивостью. Поэтому на таких потоках вырастают долгоживущие кучевые, а также суперячейковые облака.

← Наблюдения грозы, града, осадков

Перечисленные в заголовке явления — традиционные объекты некогерентной метеорологической радиолокации, однако доплеровские радиолокаторы имеют заметные преимущества для наблюдения и этих явлений.

С помощью некогерентного радиолокатора грозы распознаются с вероятностью около 85 % /15/. Использование доплеровской стан-

ции к традиционным данным о распределении отражаемости в облаке добавляет информацию о потоках внутри метеорообъекта. Интенсивность воздушных движений в облаке непосредственно связана с процессами осадкообразования, следовательно, с интенсивностью электрических явлений. Доплеровские данные позволяют определить стадию грозового развития облака (формирование, квазистационарное состояние, диссипация) /27/. Увеличение вероятности распознавания грозы по доплеровской информации связано с возможностью оценки интенсивности восходящих потоков. В соответствующем параграфе данного обзора перечислены способы оценки вертикальных движений. Применительно к оценке грозоопасности облаков применяется еще один такой способ, связанный с измерением дивергенции поля ветра в наковальне облака. Способ основан на очевидной связи интенсивности восходящего потока, питающего облако, с величиной дивергенции ветра в наковальне, связанной с растеканием этого потока /31, 41/. Доплеровский радиолокатор позволяет увеличить вероятность распознавания гроз до 95 % /25/.

Град является очень опасным метеорологическим явлением. В Советском Союзе для целей градозащиты был специально создан двухволновый метеорологический радиолокатор МРЛ-5 /1/. Принцип его использования заключается в частотной зависимости отраженного сигнала при рассеянии крупными частицами. Метод требует тщательной калибровки станции, совмещения диаграмм антенны на двух каналах, учета ослабления излучения на меньшей длине волны, автоматизации сбора и представления данных. Для реализации этих условий, необходимых для проведения операций по обнаружению града в облаке и определению его локализации, требуются подготовка высококвалифицированных специалистов. Преимущество использования доплеровского радиолокатора в противоградовых работах связано с возможностью определения восходящего потока, а также зон повышенной турбулентности. Способы измерения этих величин уже обсуждались ранее. (По оценкам, приведенным в /31/, вероятность обнаружения градовых облаков одиночным доплеровским радиолокатором достигает 95 %.) В активных воздействиях на градовые облака определение положения восходящих и нисходящих потоков, а также зон повышенной турбулентности способствует правильному выбору места и времени внесения реагента в облака, составлению объективного прогноза переноса реагента. Очевидно также, что трансформация поля ветра в градовом облаке может служить критерием эффективности активных воздействий.

Отметим еще одну возможность обнаружения града по доплеровским данным. В работе /12/ показано, что град в облаке можно индцировать по величине третьего центрального момента спектра метеорадиоэха в режиме вертикального зондирования. Поскольку асимметрии спектра могут быть велики при наличии града, то можно ожидать, что они будут измерены и в режиме наклонного зондирования. Поскольку противоградовая защита проводится на расстояниях до 40 — 60 км от радиолокатора, то эта возможность может оказаться полезной для выявления областей с градом и оценки эффективности противоградовых операций.

Эффективное применение доплеровского радиолокатора и при измерении осадков на больших площадях — проблеме, традиционно

решаемой некогерентной радиолокацией /4/. Осадки необходимо измерять вблизи поверхности Земли, где велико мешающее отражение от местности. Компенсация этого отражения в некогерентной радиолокации заключается в вычитании снятой ранее радиолокационной карты местности без осадков. Известно, что отражение от местности зависит от многих факторов, полный учет которых невозможен. Поэтому измерение осадков некогерентным радиолокатором содержит погрешности. Доплеровский радиолокатор вносит в решение этой проблемы новые возможности в виде частотной селекции отражений. При наличии у осадков радиальной скорости можно компенсировать отражение от местности, имеющее нулевую радиальную скорость, и увеличить тем самым точность измерения осадков. В тех областях, где осадки имеют нулевую радиальную скорость, этот способ неприменим, однако опыт использования частотной селекции показал его эффективность в подавляющем большинстве ситуаций /25, 31/. Отметим также эффективность частотной селекции и в борьбе с аномальным радиоэхом, возникающим при аномальной рефракции радиоволн в приземном слое атмосферы /31/.

Краткосрочный прогноз. Наблюдения в ясном небе

Все перечисленные ранее метеорологические явления и ситуации допускают их краткосрочный прогноз с существенным использованием радиолокационных данных. Доплеровский радиолокатор не только повышает вероятность распознавания явлений, но и предоставляет возможность их локализации и измерения характеристик, связанных с ветром. Эти возможности значительно обогащают набор данных для краткосрочного прогноза и делают доплеровский радиолокатор одним из основных средств в системе краткосрочного прогнозирования /25, 37/. Особое место доплеровская станция имеет в прогнозе таких опасных явлений, как шквал, микрошквал /36, 41/, смерч, сильный приповерхностный ветер /34/. Применение доплеровского радиолокатора позволяет прогнозировать наступление шквала за 3 ч, сильного приповерхностного ветра и опасного сдвига — за 60 мин, микрошквала — за 15 мин, турбулентности и смерча — за 30 мин.

Раньше уже отмечались возможности доплеровского радиолокатора в прогнозировании типа облака по измерениям в растущем облаке скорости и вращения восходящего потока.

Особые перспективы имеет доплеровский радиолокатор в наблюдении отражений от „ясного“ неба. С его помощью можно значительно повысить наблюдаемость слабых отраженных сигналов, что имеет широкие приложения. Выше уже отмечалась возможность обнаружения шквалов за несколько десятков километров от радиоэха облаков. Наблюдение отражений от безоблачной атмосферы на расстоянии до 20—30 км от радиолокатора в широких пределах изменения метеопараметров пограничного слоя атмосферы позволяет непрерывно вести наблюдения за состоянием поля ветра в этом слое, что имеет принципиальное значение в прогнозе погоды /31/.

В последнее время большое внимание уделяется радиолокационным наблюдениям прохождения фронта в ясном небе. Исследование поля ветра вблизи линии фронта дает важную информацию о цир-

куляции воздуха на фронте. Локальные неоднородности этой циркуляции, проявляющиеся в конвергенции поля ветра или его вращения, позволяют прогнозировать места образования восходящих потоков. Это, в свою очередь, дает возможность объективно указывать места возникновения облаков и прогнозировать их тип /25, 37/. Здесь перспективы применения доплеровского радиолокатора уникальны: внедрение в практику таких наблюдений будет означать новый качественный уровень радиолокационной метеорологии.

Заключение

Краткое описание возможностей применения одиночного доплеровского радиолокатора в метеорологических целях показывает, что эти станции придают радиометеорологии новое качество. Поэтому их можно считать метеорологическими радиолокаторами нового поколения. В США к концу 1994 г. закончится программа переоснащения наблюдательной сети на доплеровские радиолокаторы, когда на территории страны будут установлены 175 новых станций. Продолжается внедрение доплеровских радиолокаторов в Европе. К настоящему времени преодолен скепсис в отношении применения одиночного доплеровского радиолокатора для наблюдения метеорологических явлений, связанный с сомнением в возможности определения характеристик ветра по измеряемым радиальным скоростям. Успешно проводятся работы по автоматизированному распознаванию метеорологических явлений, реализуемому в виде алгоритмов для ЭВМ. Без сомнения, в ближайшем будущем наблюдательные возможности одиночных доплеровских радиолокаторов получат дальнейшее развитие.

Отметим важную тенденцию использования доплеровских станций в метеорологическом обслуживании авиации. Знание характеристик ветра имеет большое значение для полетов, особенно на этапах взлета и посадки. Отсюда вытекает потребность мониторинга ветра в ближней зоне аэропорта (50—60 км). Такой мониторинг должен проводить специализированный метеорологический доплеровский радиолокатор, проводящий сканирование до больших углов подъема антенны. В США планируется оснастить в ближайшие годы такими станциями сто крупных аэропортов страны.

Доплеровский метеорологический радиолокатор получает все большее распространение в оперативной наблюдательной практике. Определелись преимущества его использования в сравнении в некогерентной станцией, а также области метеорологии, в которых когерентный радиолокатор дает новую информацию. Можно прогнозировать, что в ближайшее время получение радиолокационных данных о ветре станет непременным условием функционирования автоматизированных систем управления воздушным движением, штурмоповещения, прогностических служб.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абшаев М. Т., Бурцев И. И., Ваксенбург С. И., Шевела Г. Ф. Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-4, МРЛ-5 и МРЛ-6 в системе градозащиты. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 231 с.

2. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1967. — 195 с.
3. Бочарников Н. В., Брылев Г. Б., Ватиашвили М. Р. Диагноз шквалов по данным МРЛ. — Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран. — Л.: Гидрометеоздат, 1989, с. 64.
4. Губарчук В. Н. и др. Автоматизированный комплекс сбора, обработки и представления радиолокационной информации (АКСОПРИ). — Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран. — Л.: Гидрометеоздат, 1989, 6 с.
5. Довиак Р., Зрнич Д. Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. — 512 с.
6. Ефремов В. Н., Коваленко В. И. Радиолокационный метод измерения поля ветра одним кагерентным радиолокатором. — Труды 6-го Всесоюзного совещания по радиометеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1984, 158 с.
7. Иванов А. А., Апхаидзе А. А. Радиолокационное обнаружение зон вертикальной перегрузки (болтанки) самолетов в слоисто-дождевых облаках. — Радиометеорология. Труды 7-го Всесоюзного совещания. — Л.: Гидрометеоздат, 1989, с. 112.
8. Иванов А. А., Мельничук Ю. В., Моргоев А. К. Методика оценки вертикальных скоростей воздушных движений в мощных кучевых облаках с помощью доплеровского радиолокатора. — Труды ЦАО, 1979, с. 3.
9. Иванов А. А., Мельничук Ю. В., Моргоев А. К. Радиолокационные исследования дивергенции поля ветра в конвективных облаках. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1983, т. 19, N 6, с. 576.
10. Иванов А. А., Мельничук Ю. В., Моргоев А. К. Поле ветра в мощных конвективных облаках по доплеровским радиолокационным данным — Радиометеорология. Труды 7-го Всесоюзного совещания. — Л.: Гидрометеоздат, 1989, с. 177.
11. Мельник Ю. А. и др. Аппаратурный автоматизированный комплекс для сбора и обработки информации метеорологического доплеровского радиолокатора. — Радиометеорология. Труды 7-го Всесоюзного совещания. — Л.: Гидрометеоздат, 1989, с. 89.
12. Мельников В. М., Черняк М. М., Тхамоков Б. Х. Обнаружение града по асимметрии спектра радиоэха. — Радиометеорология. Труды 7-го Всесоюзного совещания. — Л.: Гидрометеоздат, 1989, с. 184.
13. Мельничук Ю. В., Черников А. А. Оперативный метод обнаружения турбулентности в облаках и осадках. — Труды ЦАО, 1973, вып. 110, с. 3.
14. Методические указания по определению шквалов с использованием данных МРЛ. — Л.: Изд. ГГО, 1988. — 47 с.
15. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 335 с.
16. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 344 с.
17. Степаненко В. Д., Тхамоков Б. Х. Некоторые особенности вертикального движения отражающих частиц в струе восходящего воздуха мощного грозового облака. — Труды ГГО, 1982, вып. 470, с. 3.
18. Шмелер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеоздат, 1987. — 288 с.
19. Atlas D., Sekhon R. S.; Serafin R. J. Doppler turbulence measurements in a evaporating „stlacitite cloud base zone. — Prepr. 16-th Conf. Radar Meteorol. — Boston, 1975, p. 292.
20. Brown R. A., Lemon L. R., Burgess P. W. Tornado detection by pulsed Doppler radar. — Mon. Wea. Rev., 1978, v. 106, N 1, p. 29.
21. Campbell S. D., Olson C. H. Recognizing low-altitude wind shear hazaras from Doppler weather radar. — J. Atm. Oceanic Technol. 1987, v. 4, N 1, p. 5.
22. Collier C. G. COST-73: The development of a weather radar network in Western Europe. — COST-73. Weather radar network. — Brussels, 1989, p. 1.
23. Fujita T. T. Objectives, operation and results of project NIMROD. — Prepr. 11-th Conf. Severe Local Storms.—Boston, 1979, p. 259.
24. Fujita T. T., Caracena F. An analysis of three weather-related aircraft accidents. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1974, v. 58, N 10, p. 657.
25. Golden J. H. The prospects and promise of NEXRAD: 1990's and beyond. — COST-73. Weather radar network. — Brussels, 1989, p. 20.
26. Istok M. J., Doviak R. J. Analysis of the relation between Doppler Spectral width and thundersform turbulence. — J. Atm. Sci. 1986, v. 43, N 20, p. 2199.

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА

27. Heymsfield G. M., Srivastava R. C. Doppler radar observations of the evolution of a thunderstorm. — Proc. 21-st Conf. Radar Meteorol., 1983, p. 342.
28. Lhermitte R. M., Gilet M. Acquisition and processing of three Doppler radar data. — Proc. 17-th Conf. Radar Meteorol., 1976, p. 26.
29. Lhermitte R. M. Real-time monitoring of convective storm process by dual Doppler radar. — Proc. 17-th Conf. Radar Meteorol., 1976, p. 26.
30. McCarthy J., Roberts R., Schreiber W. JAWS data collection, analysis highlights and microburst statistics. — Proc. 21-st Conf. Radar Meteorol., 1983, p. 596.
31. National Severe Storms Laboratory. — Animal report, 1988.
32. Passarelli R. E. Wind field estimation by single Doppler radar techniques. — Prepr. 21-st Conf. Radar Meteorol.— Boston, 1983, p. 526.
33. Persson P. Automatic wind field interpretation of Doppler radar radial wind components. — PROMIS reports, Norrköping, 1987, N 6.
34. Persson P., Andersson T. A real-time system for automatic single-doppler wind field analysis. — Proc. Symp. Mesoscale Analys. Forecast., Vancouver, 1987, p. 61.
35. Ray S. P., Stephens J. J., Johnson K. W. Multiple Doppler radar network design. — J. Appl. Meteorol., 1979, v. 18, N 5, p. 706.
36. Roberts R. D., Wilson J. W. Nowcasting microburst using Doppler radar in a forecaster-computer environment. — Proc. Symp. Mesoscale Analys. Forecast., Vancouver, 1987, p. 43.
37. Serafin R. J. New nowcasting opportunities using modern meteorological radar. — Proc. Symp. Mesoscale Analys. Forecast., Vancouver, 1987, p. 35.
38. Serafin R. J., Carbone R. Status and trends in radar meteorology in the United States. — Prepr. 22-nd Conf. Radar Meteorol., Boston, 1984, p. 9.
39. Srivastava R. C., Lorello T. J., Matejka T. J. Doppler radar study of the anvil region associated with a squall line./Proc. 21-st Conf. Radar. Meteorol., 1983.
40. Strauch R. G., Frisch A. S., Martner B. E., Gibson J. S. Measurements of vertical turbulence energy from by single Doppler radar. — Boundary-Layer Meteorology, 1989, v. 49, N 4, p. 331.
41. Wilson J. W., Mueller C. Thundestorm nowcasting using Doppler radar and soundings. — Proc. Symp. Mesoscale Analys. Forecast.-Vancouver, 1987, p. 55.
42. Wilson J., Carbone R., Raynton H., Serafin R. Operational application of meteorological Doppler radar. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1980, v. 61, N 10, p. 1154.
43. Wilson J., Carbone R. Nowcasting with Doppler radar: forecaster-computer relationship. — Proc. Symp. Mesoscale Analys. and Forecast. — Vancouver, 1987, p. 216.
44. Zrnic D. C., Istok M. J. Wind speeds in two tornadic storms deduced from Doppler spectra. — J. Appl. Meteorol., 1980, v. 19, N 1, p. 65.

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ЧАСТОТЫ МАКСИМУМОВ СИГНАЛА РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Метеорологические радиолокаторы (МРЛ) создавались для измерения мощности отраженного метеообъектом сигнала, которая определяется микроструктурой облаков и осадков. Среднее значение отраженной мощности в элементе радиолокационного импульсного объема находится путем усреднения временных флуктуаций выходного радиолокационного сигнала /1, 2/. Сами же флуктуации зависят от перемещения рассеивателей друг относительно друга в пределах импульсного объема, что может быть использовано для получения новой метеорологической информации.

Среднеквадратическая ширина спектра флуктуаций выходного сигнала МРЛ связана с шириной спектра скоростей рассеивателей, которая обусловлена несколькими факторами: турбулентностью воздуха, „сдвигом“ ветра, гравитационными скоростями частиц, поперечной к лучу зондирования скоростью ветра, движением антенны радиолокатора /1—3/. Хотя возможность измерения ширины спектра скоростей с помощью МРЛ была известна давно /3/, но метеорологическая ценность этой информации была показана лишь после автоматизации этих измерений и натурных наблюдений /4, 5/. После нескольких лет исследований полей ширины спектра в облаках и осадках проведена предварительная классификация строения этих полей и определены ситуации, при которых выделяется преобладающие двух или даже одного из факторов, формирующих ширину спектра скоростей гидрометеоров.

Первоначальные оперативные автоматизированные измерения ширины спектра скоростей проводились с помощью регистрации частоты пересечений сигналом своего среднего уровня /4—6/. Недостатком этого способа является то, что сначала нужно определить среднее значение сигнала, а затем регистрировать пересечения сигналом этого уровня. Это приводит к увеличению времени обработки сигнала и падению темпа радиолокационного обзора пространства. В работах /7, 8/ предложен иной способ измерения ширины спектра, основанный на регистрации среднего значения модуля разности амплитуд соседних импульсов. Как показано в /7/, этот способ превосходит первый по оперативности и не требует вычисления среднего значения сигнала.

В данной статье исследована связь частоты максимумов выходного сигнала МРЛ с характеристиками его спектра. В работе /9/ рассмотрена такая связь для гауссовских сигналов, здесь же анализируется сигнал с иной статистикой, определяемой формой усиления. На рис. 1 представлена схематически часть непрерывной реализации выходного сигнала из отдельного элемента пространственного радиолокационного разрешения. Однако поскольку МРЛ работает в импульсном режиме, то регистрируется не непрерывная, а импульсная реализация, амплитуда которой совпадает с амплитудой непрерывной в моменты времени $t_n = t_0 + n\tau$ ($n = 0, 1, 2, \dots$, τ — интервал времени между посылками зондирующих импульсов). Видно, что не-

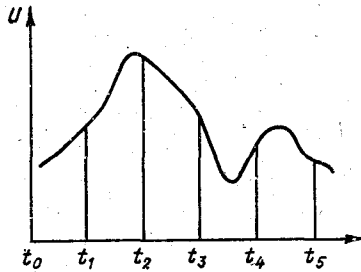


Рис. 1. Временная реализация выходного радиолокационного сигнала $U(t)$ и ее отсчеты в дискретные моменты времени.

прерывная реализация имеет два максимума, тогда как импульсная реализация на этом же отрезке времени — только один максимум. Если обозначить через M и $M_{и}$ средние частоты максимумов непрерывной и импульсной реализации сигнала, то всегда $M_{и} \leq M$.

Определим связь частоты максимумов непрерывной реализации сигнала с характеристиками его спектра. В работе /10/ получено следующее выражение для M :

$$M = \frac{1}{2\pi} (-\rho_0'')^{1/2} I(q^2),$$

где $\rho_0'' = \rho''(\tau) |_{\tau=0}$, $\rho(\tau)$ — коэффициент корреляции, $q^2 = \rho_0^{IV} / (-\rho_0'')^2$, $I(q^2)$ — громоздкое выражение, которое здесь не выписывается, но допускает аппроксимацию с погрешностью не более 5% в широких пределах изменения q ($1 \leq q \leq 100$): $I(q^2) = (q^2 + 9)/5$. Для расчета производных от коэффициента корреляции необходимо знать форму доплеровского спектра отраженного от метеорообъекта сигнала. Как известно /1—3/, с достаточной точностью ее можно считать гауссовской. Поэтому $q^2 = 3$ и $(-\rho_0'')^{1/2} = 2\pi\sigma_f$, где σ_f — среднеквадратическое отклонение спектра отраженного сигнала. Окончательное выражение для M запишется в виде

$$M = 2,4 \sigma_f.$$

Итак, средняя частота максимумов выходного непрерывного сигнала пропорциональна ширине его доплеровского спектра.

Получим теперь выражение для $M_{и}$. Локальный максимум регистрируется на тройке последовательных импульсов в том случае, когда средний импульс по амплитуде превосходит крайние. Пользуясь методикой работы /9/, можно записать:

$$M_{и} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\infty} dA_2 \int_0^{A_2} dA_1 \int_0^{A_2} w_3(A_1, A_2, A_3, \tau) dA_3,$$

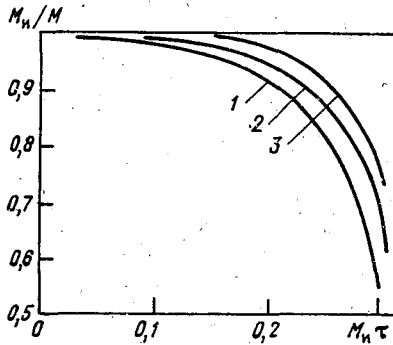


Рис. 2. Отношение соседних частот максимумов импульсной и непрерывной реализаций сигнала в зависимости от величины $M_{и} \tau$.

где $w_3(A_1, A_2, A_3, \tau)$ — трехмерная плотность распределения амплитуд выходного сигнала МРЛ в три момента времени, удаленных на τ . Поскольку наличие максимума в выходном сигнале не зависит от типа усиления приемника (линейное, квадратичное, логарифмическое), то в качестве w_3 можно использовать трехмерное распределение огибающей $|11/|$, которое здесь не выписывается из-за его громоздкости. Расчеты $M_{и}$ возможны лишь численные. На рис. 2 представлены результаты вычислений для трех форм спектра: гауссовской, равномерной в полосе частот и треугольной (кривые 1, 2 и 3 соответственно) в виде отношения $M_{и}/M$. Используя кривую 1, можно получить следующую аппроксимированную зависимость:

$$\sigma_f \tau = 0,417 M_{и} \tau - 0,705 (M_{и} \tau)^2 + 4,40 (M_{и} \tau)^3.$$

Последнее соотношение можно использовать в табличном виде для аппаратного определения σ_f по измеренному значению $M_{и}$.

Определим еще время накопления сигнала для получения оценки ширины спектра с определенной точностью. Будем характеризовать точность оценки следующим неравенством:

$$\frac{[(m - M_{и})^2]^{1/2}}{M_{и}} \leq \varepsilon,$$

где m — значение частоты максимумов, зарегистрированное на интервале времени T измерения, черта сверху означает усреднение по времени. Если в последнем соотношении оставить знак равенства, то получим уравнение для определения времени T измерения максимумов, которое обеспечивает среднюю относительную ошибку измерения ε . Зависимость $\varepsilon(T)$ нами была определена посредством численного моделирования выходного сигнала МРЛ. Обработаны 500 реализаций сигнала, содержащих по 4096 отсчетов в каждой. Результаты представлены на рис. 3 в виде аппроксимирующих кривых

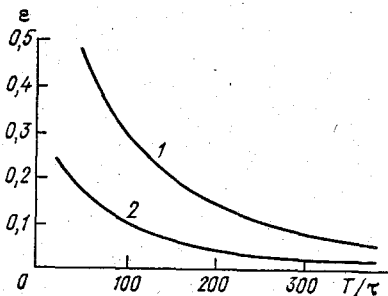


Рис. 3. Зависимость относительной точности измерения ε от времени T регистрации сигнала.

для волны излучения 10 см и двух значений ширины спектра скоростей рассеивателей: 0,5 и 1 м/с (кривые 1 и 2 соответственно). Из рисунка следует, что при ширине спектра скоростей 1 м/с уже при накоплении 32 последовательных импульсов ошибка составит около 20 % — это приемлемая точность для оперативных наблюдений.

В результате основные выводы можно сформулировать следующим образом.

1. Средняя частота максимумов выходного сигнала МРЛ определяется шириной спектра скоростей рассеивателей, относящейся к данному элементу пространственного разрешения.

2. Измерить ширину спектра скоростей обсуждаемым способом при частоте посылок импульсов 500 Гц (МРЛ-5) можно до значений 1,5 м/с в канале излучения 3,2 см и до 4,5 м/с в канале излучения 10 см. Выше указанных значений наступает резкое „насыщение” регистрируемых частот максимумов и измерения становятся ненадежными. Поэтому измерения частот максимумов лучше проводить в канале излучения 10 см.

3. Определение ширины спектра по регистрации локальных максимумов характеризуется достаточной оперативностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1973.
2. Довиак Р., Зрнич Д. Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. — Л.: Гидрометеиздат, 1988.
3. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1967.
4. Иванова Т. В. и др. Исследование неоднородностей ветрового поля в облаках и осадках с помощью автоматизированного некогерентного метеорологического радиолокатора. — Труды ГГО, 1988, вып. 526, с. 16.
5. Мельник Ю. А., Маланичев С. А., Мельников В. М., Рыжков А. В. Радиолокационное определение неоднородностей ветра в облаках. — Труды 7-го Всесоюзного совещания по радиолокационной метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1989, с. 75.
6. Мельников В. М. Определение ширины спектра сигнала, отраженного множественной целью. — Радиотехника, 1984, N 2, с. 30.

7. Мельников В. М. Разностный алгоритм определения дисперсии спектра радиозахвата множественной цели. — Радиотехника и электроника, 1987, т. 32, № 3, с. 553.

8. Линева А. Г., Маланичев С. А., Мельников В. М. Пространственное распределение спектральной ширины сигналов, рассеянных облаками. — Радиотехника и электроника, 1989, т. 34, № 11, с. 2454.

9. Мельников В. М. Частота максимумов радиолокационного сигнала, рассеянного множественной целью. — Радиотехника, 1989, № 7, с. 67.

10. Цейтлин Е. Е. Среднее число максимумов огибающей квазигармонического процесса. — Радиотехника и электроника, 1982, т. 27, № 10, с. 2034.

11. Тихонов В. И. Выбросы случайных процессов. — М.: Наука, 1970.

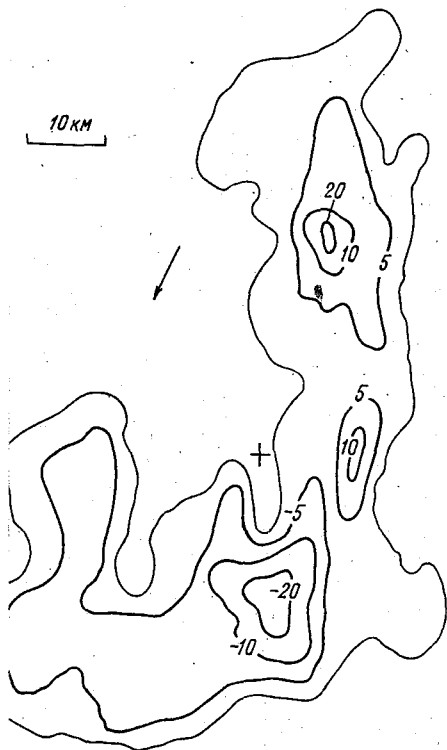
НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ДОПЛЕРОВСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРОЗ

Современная радиометеорология не может развиваться без использования доплеровских методов исследования. Больших успехов это направление достигло за рубежом. На основании этого опыта (включающего доплеровские наблюдения во всех радиометеорологических диапазонах) можно определить основные параметры доплеровского радиолокатора, предназначенного для наблюдения метеоявлений для широт нашей страны. По нашему мнению, для Советского Союза в целях штормоповещения и измерения осадков наилучшим является диапазон волн около 5 см. Макеты метеорологических доплеровских радиолокаторов, созданные в институтах Госкомгидромета СССР, в основном работают на волне 3,2 см /1—3/. В Высокогорном геофизическом институте эксплуатируется доплеровская станция вертикального зондирования с волной излучения 30 см /4/. За рубежом доплеровские радиолокаторы для метеорологических целей работают в основном в диапазонах длин волн 5 и 10 см /5/.

Выбор длины волны λ излучения имеет большое значение, поскольку, как известно, эта величина определяет интервал Δv однозначного измерения скоростей: $\Delta v = \pm \lambda F / 4$, где F — частота повторения импульсов. Частоту посылок импульсов нельзя значительно увеличивать, так как она определяет однозначную дальность наблюдения. Для увеличения интервала Δv можно увеличивать длину волны. Однако это ведет к ухудшению обнаруживающей способности радиолокатора пропорционально λ^4 (при прочих равных условиях) и необходимости применения больших антенн для получения диаграммы шириной около 1° . Интервал измеренных скоростей для метеорологических целей должен составлять 40—50 м/с. Поэтому при частоте посылок импульсов около 1000 Гц на волне излучения 10 см нужно перекрыть два интервала Найквиста, а на волне 5,7 см — три-четыре. Если для волны длиной 10 см можно применить алгоритмический способ устранения неоднозначностей скоростей (по регистрации „перескока“ измеряемого значения скорости при переходе границы интервала Найквиста), то для волны длиной 5,7 см нужны дополнительные аппаратные возможности, например, в виде режима работы на двух частотах повторения импульсов /5/.

В ГГО создан автоматизированный доплеровский метеорологический радиолокационный комплекс на основе клистронного передатчика с длиной волны 10 см, частотой повторения импульсов 1000 Гц и длительностью импульса 1 мкс /6/. Эти параметры передатчика позволяют измерять радиальные скорости в диапазоне ± 25 м/с. Станция установлена в районе г. Ленинграда, работает на антенну МРЛ-5 и имеет ширину диаграммы $1,5^\circ$. Процессор обработки сигналов построен на алгоритме вычисления отсчетов корреляционных функций квадратурных сигналов в 256 дискретах дальности.

Программный комплекс создан для ЭВМ, использующих систему команд MACRO-11 и объем оперативной памяти 56 кбайт. Он вклю-



часть программы наклонных и вертикальных разрезов. Необходимая скорость вращения антенны определяется длительностью накопления сигналов и темпом обработки в ЭВМ данных около радиолокационного луча. Цикл накопления 64 последовательных импульса и темп обработки информации на луче в использованной ЭВМ позволял устанавливать скорость вращения антенны $12^\circ/\text{с}$, что для азимутального сканирования означает скорость 2 об/мин. Программный комплекс позволяет получать при одном сканировании карты трех радиолокационных величин: отражаемости, радиальной скорости и ширины спектра скоростей гидрометеоров. Информация об этих величинах для одной ячейки представления записывается в одном

Рис. 1. Карта скоростей (м/с) наклонного разреза грозового облака, наблюдавшегося 29 июля 1989 г. в 15 час. 20 мин.

машинном слове (16 бит): в младшем байте — отражаемость и ширина спектра (по 4 бита), в старшем — скорость. Поэтому точность представления данных об отражаемости и ширине спектра составляет 6 градаций. Подпрограмма определения скорости составлена так, что в каждом дискрете дальности скорость вычисляется в градациях интервала Найквиста (всего сто градаций абсолютной величины), что с битом знака скорости записывается в байт машинного слова. Толя физических величин записываются на гибкий магнитный диск, представляются на цветном телевизионном дисплее в 16 градациях и могут быть распечатаны на бумаге в условных обозначениях.

На рис. 1 представлен образец наклонного разреза грозового облака, где крестиком указано место установки радиолокатора (направление на север — вверх), стрелкой — направление смещения радиоэха. Изолинии скоростей показаны внутри внешнего контура, обозначающего границы радиоэха. Положительными радиальными скоростями считались скорости, направлены к радиолокатору, отрицательными — от него. На рис. 2 приведены образцы карт скоростей и отражаемости для вертикального сечения облака. На рис. 2 а представлена карта скоростей, на которой области 1, 2 и 3 имеют скорости до 10, 10—20 и более 20 м/с соответственно. На рис. 2 б, где представлена карта отражаемости, области 1, 2 и 3 представляют собой зоны с отражаемостью до 10, 10—20 и выше 20 дБ соответственно.

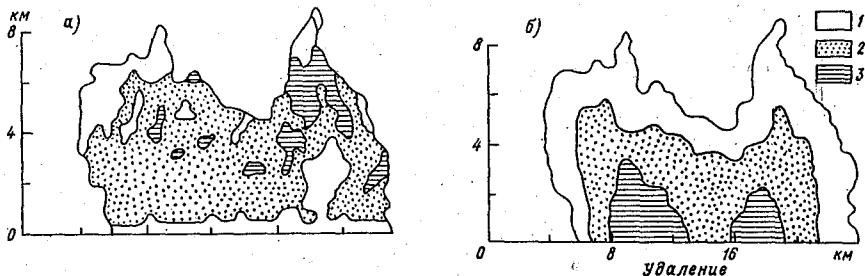


Рис. 2. Вертикальный разрез грозового облака, наблюдавшегося 1 августа 1989 г. в 14 ч 35 мин.

а — карта скоростей, б — карта отражаемости.

Проведенные наблюдения показывают, что в грозах в высоких широтах европейской части нашей страны скорости ветра могут превышать 20 м/с. Это означает, что в алгоритмах обработки информации в доплеровских радиолокационных комплексах необходимо предусматривать устранение неоднозначностей измерения скоростей. Для радиолокаторов с длиной волны 10 см могут применяться как алгоритмический, так и аппаратный способы устранения неоднозначностей. Для радиолокаторов с длиной волны 5—6 см необходима уже аппаратура, позволяющая проводить правильное определение скорости (например, режим с двумя частотами повторения импульсов). Длина же волны 3 см не может быть рекомендована в качестве основной для доплеровских метеорологических станций из-за несовместимости требований дальности наблюдений и диапазона измерения скоростей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефремов В. Н., Коваленко В. К. Радиолокационный метод измерения поля ветра одним когерентным радиолокатором. — Радиометеорология. Труды 6-го Всесоюзного совещания. — Л.: Гидрометеоздат, 1984, с. 158.
2. Иванов А. А., Мельничук Ю. В., Моргоев А. К. Методика оценки вертикальных скоростей воздушных движений в мощных кучевых облаках с помощью доплеровского радиолокатора. — Труды ЦАО, 1979.
3. Востренков В. М., Мельничук Ю. В. Измерение скорости ветриальных воздушных потоков в облаках и осадках с помощью бортового доплеровского радиолокатора. — Радиометеорология. Труды 6-го Всесоюзного совещания. — Л.: Гидрометеоздат, 1984, с. 120.
4. Степаненко В. Д., Тхамоков Б. Х. Некоторые особенности ветриального движения отражающих частиц в струе восходящего воздуха мощного грозового облака. — Труды ГГО, 1982, вып. 470, с. 3.
5. Довиак Р., Зрнич Д. Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. — 512 с.
6. Мельник Ю. А. и др. Аппаратурный автоматизированный комплекс для сбора и обработки информации метеорологического доплеровского радиолокатора. — Радиометеорология. Труды 7-го Всесоюзного совещания. — Л.: Гидрометеоздат, 1989 с. 177.

РАСШИРЕНИЕ ДИАПАЗОНА ОДНОЗНАЧНОГО ИЗМЕРЕНИЯ СКОРОСТИ МЕТЕООБЪЕКТОВ В ИМПУЛЬСНО-КОГЕРЕНТНЫХ МРЛ

1. Введение

Периодическая структура зондирующих сигналов, используемых в импульсно-когерентных метеорологических радиолокаторах (МРЛ), обуславливает неоднозначность измерения дальности до метеобъекта и скорости его перемещения. Обычно стремятся выбрать период повторения зондирующих импульсов исходя из требуемой максимальной дальности действия МРЛ. При этом диапазон однозначного измерения скорости (ОИС), как правило, оказывается существенно меньше требуемого на практике значения.

Проблема расширения диапазона ОИС для заданного диапазона однозначного измерения дальности решается в МРЛ путем поочередного излучения двух последовательностей зондирующих импульсов, характеризующихся различными периодами повторения импульсов $T_{п1}$ и $T_{п2}$ [1, 5]. Такой сигнал позволяет получить две так называемые неоднозначные оценки v_1 и v_2 , имеющие диапазоны ОИС соответственно $v_{д1} = \lambda / (2T_{п1})$ и $v_{д2} = \lambda / (2T_{п2})$, где λ — длина волны излучаемого сигнала. Если $T_{п1} : T_{п2} = m : n$, причем m и n — взаимно простые числа, то по оценкам v_1 и v_2 существует возможность рассчитать однозначную оценку v_0 скорости, имеющую диапазон ОИС $v_{д0} = mv_{д1} = nv_{д2}$. В данной статье проведен анализ алгоритмов получения однозначной оценки скорости применительно к использованию их в устройствах оперативного измерения параметров метеобъекта.

2. Методы расширения диапазона однозначного измерения скорости

Известны два основных метода получения оценки v_0 скорости в расширенном диапазоне ОИС при использовании указанного выше сигнала.

Метод 1. Состоит в формировании двух предварительных однозначных оценок для первой и второй последовательностей импульсов соответственно:

$$\begin{cases} v_{10} = v_1 + k_1 v_{д1}, \\ v_{20} = v_2 + k_2 v_{д2}, \end{cases} \quad (1)$$

где $v_{д1}$ — диапазон ОИС v_1 , $v_{д2}$ — диапазон ОИС v_2 , а K_1 и K_2 — целочисленные коэффициенты, способ выбора которых составляет суть рассматриваемого метода. Предварительные оценки (1) позво-

ляют получить результирующую однозначную оценку скорости первым методом в виде

$$v_0 = (a_1 v_{10} + a_2 v_{20}) / (a_1 + a_2), \quad (2)$$

где a_1 и a_2 — весовые коэффициенты, значения которых должны выбираться на основании априорной информации о точности оценок v_{10} и v_{20} .

Рассмотрим несколько способов выбора коэффициентов K_1 и K_2 . Первый способ состоит в переборе пар возможных значений K_1 и K_2 (которые известны для данного соотношения $m : n$ периодов повторения импульсов в последовательностях) и выборе тех значений, которые удовлетворяют условию

$$|v_{10} - v_{20}| \leq c_1, \quad (3)$$

причем $c_1 = \lambda(4mT_{n1}) = \lambda(4nT_{n2})$. Подобный способ получения предварительных однозначных оценок рассматривался в /6/.

Второй способ нахождения K_1 и K_2 состоит в вычислении разности двух неоднозначных оценок v_1 и v_2 и проверке условия попадания значения этой разности в один из возможных интервалов значений скорости, которому однозначно соответствует пара значений K_1 и K_2 /5/. Это условие может быть записано в виде

$$(k_1 v_{д1} - k_2 v_{д2}) - c_1 \leq (v_2 - v_1) \leq (k_1 v_{д1} - k_2 v_{д2}) + c_1. \quad (4)$$

Нетрудно показать тождественность условия (4) и условия (3) с учетом (1), откуда следует равенство предварительных однозначных оценок, получаемых при использовании этих способов.

Отметим, что оба способа требуют проведения большого числа вычислительных операций, связанных с перебором возможных значений K_1 и K_2 и проверке условий (3) или (4). Поэтому при реализации в устройствах оперативного измерения скорости метода 1 целесообразно использовать другой способ получения предварительных оценок v_{10} и v_{20} . Он сводится к вычислению значения разности $(v_2 - v_1)$, используемой как адрес ячейки памяти, содержащей значения $K_1 v_{д1}$ и $K_2 v_{д2}$, которые удовлетворяют условию (4). Выбираемые из памяти значения используются для получения оценок v_{10} и v_{20} в соответствии с (1). Преимущество такого способа получения предварительных однозначных оценок заключается в том, что вычислительные операции, связанные с формированием соответствующих значений в памяти устройств измерения, выполняются лишь однажды, а в процессе измерения скорости метеобъекта заменяются операцией обращения к памяти и при этом не требуется проводить перебор возможных пар значений K_1 и K_2 .

Метод 2 [1]. Основан на оценке двух значений межпериодного сдвига фазы сигнала: θ_1 для последовательности импульсов с периодом повторения $T_{п1}$ и θ_2 для последовательности импульсов с периодом $T_{п2}$. Оценку скорости v_0 , имеющую расширенный диапазон ОИС, предлагается получать в соответствии с выражением

$$v_0 = \lambda (\theta_1 - \theta_2) / [4\pi (T_{п2} - T_{п1})]. \quad (5)$$

Отметим, что последнее выражение справедливо лишь при соотношении периодов повторения импульсов $T_{п1}:T_{п2} = m:(m+1)$. Достоинство такого метода расширения диапазона ОИС состоит в том, что при реализации в оперативных устройствах измерения скорости метеообъекта значение разности оценок (θ_1) и (θ_2) может быть использовано как адрес ячейки памяти, содержащей значение v_0 , предварительно рассчитанное в соответствии с выражением (5).

3. Анализ точности однозначного измерения скорости

Точность однозначной оценки скорости, полученной при использовании первого метода, характеризуется среднеквадратической ошибкой (СКО) нормальных измерений и вероятностью P_a аномальных измерений, возникающих при неправильном выборе пары значений K_1 и K_2 . Точность оценки скорости при использовании второго метода полностью характеризуется СКО измерений. Анализ характеристик, рассмотренных методов будет проводить в предположении, что неоднозначные оценки скорости v_1 и v_2 формируются при помощи процессора парных импульсов /1/.

Для первого метода представляет интерес выбор значений весовых коэффициентов a_1 и a_2 , которые обеспечивают наименьшее значение СКО оценки (2). Известно /2/, что в случае независимости двух оценок наименьшее СКО результирующей оценки имеет место при значениях коэффициентов $a_1 = \sigma_1^{-2}$ и $a_2 = \sigma_2^{-2}$, где σ_1 и σ_2 — СКО этих оценок. Поскольку на практике значения СКО неизвестны, то требуется их оценка, в результате чего алгоритм (2) становится адаптивным. Однако реализация такого алгоритма в оперативных устройствах измерения скорости оказывается чрезвычайно сложной. Представляет интерес сравнение СКО указанной (оптимальной) оценки и СКО более простых оценок (2), например, при $a_1 = 1, a_2 = 0$ или $a_1 = 0, a_2 = 1$ (использование только одной из однозначных оценок v_{10}, v_{20}), а также при $a_1 = a_2 = 1$ (случай равновесного суммирования). На рис. 1 представлены зависимости СКО оценок скорости, полученных по двум последовательностям импульсов (число импульсов в каждой $N = 32$), от значения q_2 отношения сигнал/шум во второй последовательности импульсов при фиксированном $q_1 = 20$ дБ. Другие параметры имеют следующие значения: $l = 6$ см, $F_{пл} = 1200$ Гц, $m:n = 3:4$, значение w берется равным 1 и 4 м/с. Из приведенных зависимостей видно, что даже при существенном различии между q_1 и q_2 (для значений отношения сигнал/шум более 3 дБ) СКО оценки (4) при $a_1 = a_2 = 1$ практически не отличается от СКО оценки при оптимальных значениях коэффициентов a_1 и a_2 . Это указывает на правомерность использования равновесного суммирования оценок v_{10} и v_{20} при реализации первого метода в оперативных устройствах измерения скорости.

Второй метод расширения диапазона ОИС характеризуется существенно большими значениями СКО. Как показано в работе /3/,

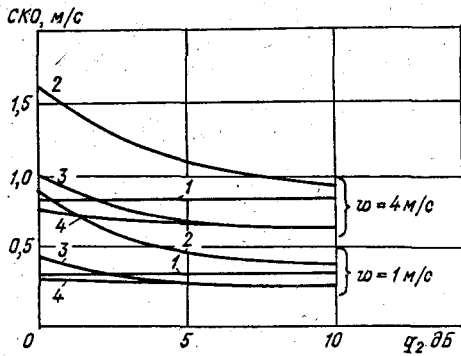


Рис. 1. Зависимость СКО оценок скорости от отношения сигнал/шум q_2 .
 $q_1 = 20$ дБ, $\lambda = 6$ см, $F_{п1} = 1200$ Гц, $N = 32$.
 1) $a_1 = 1, a_2 = 0$; 2) $a_1 = 0, a_2 = 1$;
 3) $a_1 = a_2$; 4) $a_1 = \sigma_1^{-2}, a_2 = \sigma_2^{-2}$.

они в η раз превосходят соответствующие значения СКО первого метода:

$$\eta = 2\sqrt{2} mn [(n - m) \sqrt{m^2 + n^2}]^{-1}.$$

Таким образом, при соотношении $T_{п1} : T_{п2} = 3 : 4$ второй метод характеризуется в 6,75 раза большим значением СКО. Отметим, что для этого метода погрешность однозначной оценки скорости может быть уменьшена путем последующего осреднения оценок в соседних элементах пространственного разрешения, однако при этом соответственно теряется разрешающая способность, что часто оказывается неприемлемым на практике, например при необходимости обнаружения „сдвига скорости” в пределах заданного объема. В связи с этим можно сделать вывод о предпочтительности использования первого метода расширения диапазона однозначного измерения скорости в тех случаях, когда вероятность аномальных измерений имеет допустимые значения.

Рассмотрим, какие значения принимает вероятность аномальных измерений в зависимости от соотношения частот повторения импульсов в пачках. В работе /4/ показано, что при заданном диапазоне однозначного измерения дальности (определяемом большей из частот повторения импульсов, например $F_{п1}$) и выбранном диапазоне ОИС $\nu_{до} = \lambda m F_{п1} / 2$ минимум вероятности P_a обеспечивается при условии $F_{п2} : F_{п1} = m : (m + 1)$. Поэтому будем рассматривать только соотношения частот, удовлетворяющие этому условию.

На рис. 2 представлены зависимости P_a от значения W ширины доплеровского спектра при различных значениях m , значениях длины волны λ , равных 6 и 10 см, частоте повторения $F_{п1} = 1200$ Гц (соответствует диапазону однозначного измерения дальности — 125 км), количестве импульсов в каждой из последовательностей

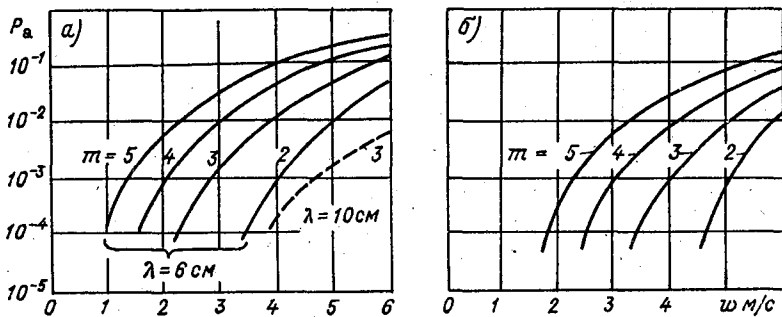


Рис. 2. Зависимость вероятности P_a аномальной оценки скорости от значения W ширины доплеровского спектра.

Для $\lambda = 6$ см значениям $m = 2, 3, 4, 5$ соответствуют значения диапазона ОИС $v_{до} = 72, 108, 144, 180$ м/с, а для $\lambda = 10$ см значению $m = 3$ соответствует $v_{до} = 180$ м/с; $F_{п1} = 1200$ Гц, $N = 32$. а) $q_1 = q_2 = 3$ дБ, б) $q_1 = q_2 = 10$ дБ.

$N = 32$ и отношениях сигнал/шум $q_1 = q_2 = 10$ дБ и $q_1 = q_2 = 3$ дБ.

Из приведенных зависимостей видно, что имеется противоречие между стремлением увеличить диапазон ОИС и необходимостью уменьшить вероятность P_a . Для 10-сантиметрового МРЛ наличие этого противоречия не является принципиальным, поскольку обеспечиваемое при $m = 3$ значение диапазона ОИС достигает $v_{до} = 180$ м/с, а вероятность P_a при значении ширины спектра 4 м/с и $q_1 = q_2 = 3$ дБ не превышает $2 \cdot 10^{-3}$. Для 6-сантиметрового МРЛ вероятность P_a при $m = 5$ (соответствует диапазону ОИС для 10-сантиметрового МРЛ при $m = 3$) и ширине спектра 4 м/с составляет примерно $3 \cdot 10^{-2}$ при $q_1 = q_2 = 10$ дБ и порядка 10^{-1} при $q_1 = q_2 = 3$ дБ.

Если такие значения P_a оказываются неприемлемыми с точки зрения потребителей информации, то существуют два способа уменьшения вероятности получения потребителем аномальных измерений. Первый — уменьшение диапазона однозначного измерения (вплоть до значения $m = 2$). Однако и при этом может оказаться невозможным достижение допустимой вероятности аномальных измерений. Второй способ — обнаружение аномальных оценок скорости и их редактирование путем проведения совместной обработки нескольких оценок скорости, которые получены в соседних элементах пространства, занимаемого метеорологическим объектом. Рассмотрим далее особенности такого способа уменьшения вероятности аномальных оценок скорости метеобъекта.

4. Редактирование аномальных оценок скорости

В качестве критерия обнаружения аномального измерения естественно принять удаленность данной оценки скорости от некоторой оценки средней скорости в соседних элементах разрешения. Поскольку однозначные оценки скорости, полученные в каждом элементе разрешения, имеют полимодальное распределение, целесообразно использовать устойчивые оценки средней скорости, например

медианные оценки. Тогда возможный алгоритм обнаружения аномального измерения будет заключаться в выборе медианы (среднего члена вариационного ряда) $v_{\text{мд}}$ из M оценок скорости в соседних элементах разрешения и проверке оценки v_0 в данном элементе разрешение на соответствие условию

$$|v_{\text{мд}} - v_0| \leq c_2,$$

где c_2 выбирается приблизительно равным $v_{\text{д1}}/2$, поскольку смещение оценки скорости при неправильном выборе k_1 и k_2 составляет

$$d = v_{\text{д1}} + v_{\text{д1}}/(2m) = v_{\text{д2}} - v_{\text{д2}}/(2n).$$

Вероятность $P_{\text{н}}$ необнаружения аномального измерения зависит от числа M совместно анализируемых элементов разрешения и от вероятности аномального измерения в каждом из них. При M , равном 7, и вероятности $P_{\text{а}}$, одинаковой для всех элементов разрешения и равной 10^{-2} , вероятность необнаружения аномального измерения составит $3,5 \cdot 10^{-7}$. Итоговая вероятность аномального измерения скорости составит в этом случае $P_{\text{ан}} = P_{\text{а}} P_{\text{н}} = 3,5 \cdot 10^{-9}$.

В случае обнаружения аномального измерения в данном элементе разрешения оценка скорости может быть либо скорректирована, либо отброшена. Так, если для одной из последовательностей импульсов отношение сигнал/шум значительно больше, чем для второй, можно получить скорректированную оценку скорости в расширенном диапазоне ОИС следующим образом:

$$v_0 = v_i + k_i v_{\text{ди}},$$

где $i = 1, 2$ — номер последовательности с большим отношением сигнал/шум, а k_i выбирается из условия

$$|v_{\text{мд}} - (v_i + k_i v_{\text{ди}})| \leq c_1.$$

Если же отношения сигнал/шум в обеих последовательностях принимаемых импульсов соизмеримы, оценка скорости в данном элементе разрешения может быть либо отброшена, либо получена путем усреднения оценок в соседних элементах разрешения.

5. Выводы

Проведенное сравнение двух методов расширения диапазона однозначного измерения скорости показало значительное преимущество первого метода (выражения (1), (2)) по точности, характеризуемой СКО. Показано, что равновесное суммирование предварительных однозначных оценок (1) практически обеспечивает (в диапазоне отношений сигнал/шум более 3 дБ) потенциальную точность даже при значительном различии в значениях отношения сигнал/шум для первой и второй последовательностей импульсов. Анализ аномальных измерений, присущих первому методу, показал, что их вероятность

может быть значительно уменьшена путем совместной обработки оценок скорости в соседних элементах пространства (при этом не происходит ухудшения пространственного разрешения).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Довиак Р., Зрнич Д. Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. — Л.: Гидрометеиздат, 1988. — 512 с.
2. Куликов Е. И., Трифонов А. П. Оценка параметров сигнала на фоне помех. — М.: Советское радио, 1978. — 296 с.
3. Мотайло С. Г., Флягин А. Е. Сравнение двух методов устранения неоднозначности измерения средней доплеровской частоты сигнала в доплеровских метеорологических радиолокаторах. — Труды ГГО, вып.
4. Мотайло С. Г., Флягин А. Е. Устранение неоднозначности измерения доплеровской частоты сигнала в когерентно-импульсных радиолокаторах /Изв. ЛЭТИ: научн. трудов, 1989. — Вып. 401.
5. Andersson T., Magnusson S., Lindstrom B., Karlsson K. G. The PROMIS Doppler radar system. — Proc. Nowcasting-11 Symp. — Norrkoping, Sweden, 1984, p. 171—176.
6. Ludloff A., Minker M. Reliability of velocity measurement by MTD radar. — IEEE Trans. on Aerosp. Electron. Syst., AES-21, 1985, N 4, p. 522—528.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БЫТОВОГО КОМПЬЮТЕРА БК-0010

Изучение пространственно-временных характеристик окружающей среды дистанционными методами представляет интерес в связи с возникшими потребностями последних лет. Дистанционные измерения осуществляются при помощи фото-, телевизионной, инфракрасной и СВЧ аппаратуры. Особенно перспективным представляется использование радиолокационных станций, так как они являются всепогодными средствами наблюдения. Необходимость повышения оперативности получения информации ведет к применению ЭВМ для регистрации и обработки радиолокационного сигнала. В этой работе рассматривается получение пространственно-временного изображения морской поверхности с помощью комплекса аппаратуры на основе простой ЭВМ БК-0010 с целью получения таких характеристик волнения, как период, длина, скорость морских волн. Использование для этой цели контактных методов весьма затруднительно.

Получение пространственно-временных радиолокационных изображений использовалось при анализе морского волнения различными исследователями [1—4]. В основе регистрации пространственно-временного изображения лежит принцип записи развертки радиолокационного сигнала на фотопленку с экрана осциллографа в режиме амплитудной модуляции с выхода z или непосредственно с индикатора РЛС. После проявления фотопленки по анализу траекторий определяются основные характеристики волнения. Этот способ неудобен тем, что практически исключается возможность оперативной регулировки амплитуды видеосигнала, контроля за зоной регистрации; кроме того, необходимо время для проявления и сушки фотопленки. Предлагаемый экспериментальный комплекс аппаратуры свободен от этих недостатков, что повышает оперативность получения информации и дает возможность предварительного анализа данных непосредственно в ходе записи пространственно-временного изображения.

Экспериментальная установка создана на базе бытового компьютера БК-0010 с разрядностью 16 бит, быстродействием 300 тысяч операций в секунду типа „регистр-регист“, емкостью ОЗУ — 32 кбайта, из них экранное ОЗУ занимает 16 кбайт. В графическом режиме адресуется 512×256 точек. Для ввода радиолокационного сигнала использовался стробоскопический преобразователь напряжения В9-5, имеющий встроенный аналого-цифровой преобразователь с выходом в виде 10-разрядного обратного двоичного кода, а также блока задержки начала преобразования видеосигнала. Управление блоком задержки осуществляется с помощью ЭВМ.

Функциональная схема экспериментальной установки представлена на рис. 1 и состоит из источника видеосигнала и синхроимпульсов радиолокационной станции МРЛ-1, генератора импульсов Г5-56, стробоскопического преобразователя направления В9-5, бытового

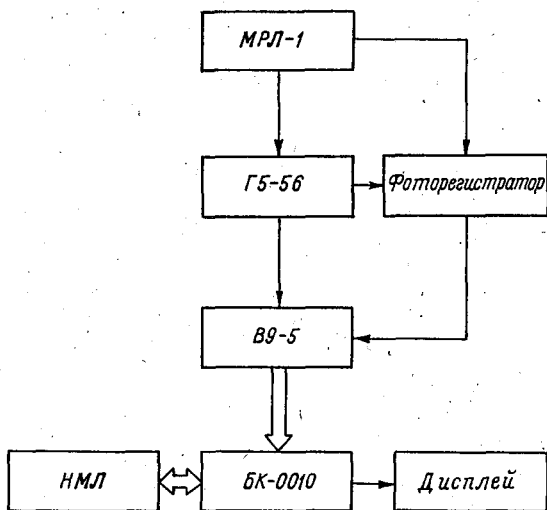
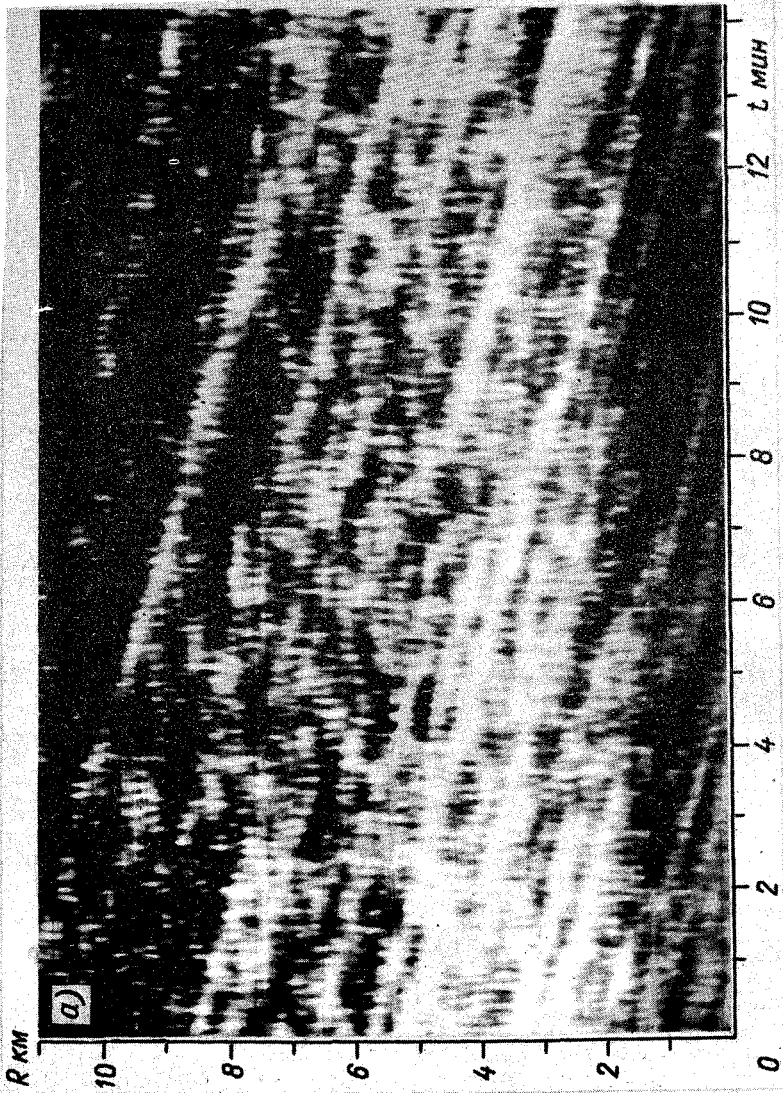


Рис. 1. Функциональная схема экспериментальной установки.

компьютера БК-0010, накопителя на магнитной ленте (кассетный магнитофон), дисплея (доработанный телевизор „Юность-603”). Для сравнения результатов по регистрации пространственно-временного изображения использовалась установка с записью на фотопленку.

Отраженный от морской поверхности сигнал поступает на вход стробоскопического преобразователя, а сигнал синхронизации — на вход генератора импульсов, работающего в режиме внешнего запуска. Генератор имеет возможность задерживать импульс синхронизации, что позволяет устанавливать начало записи пространственно-временного изображения на интересующий участок по дальности. Стробоскопический преобразователь линейно преобразует мгновенные значения напряжения видеосигнала в напряжение постоянного тока, а также в двоичный код. Имеется возможность дистанционного управления режимами работы и установления задержки момента преобразования внешним трехдекадным двоично-десятичным цифровым кодом в пределах 100 мкс. Управление стробоскопическим преобразователем осуществляется компьютером, который выдает необходимый цифровой код в порт вывода и считывает данные из порта ввода, а затем, после обработки, отображает на экране дисплея в виде точки. Магнитофон предназначен для ввода программы в БК-0010 и записи пространственно-временных изображений на магнитную ленту в целях дальнейшей обработки и создания банка данных. Одной кассеты типа МК-60 достаточно для записи 26 пространственно-временных изображений морской поверхности.

Для работы экспериментальной установки были разработаны программы для ввода и вывода информации, а также управляющие стробоскопическим преобразователем. Для повышения быстродействия все программы написаны на языке низкого уровня — ассемб-



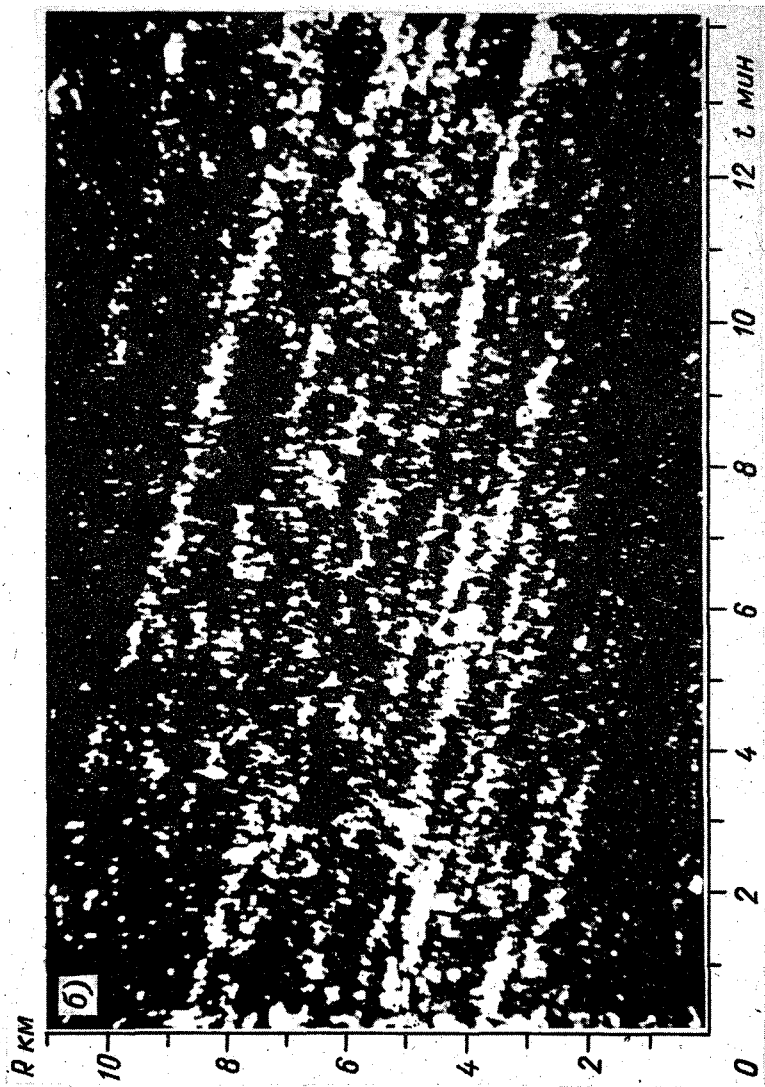


Рис. 2. Пространственно-временное изображение морской поверхности.

лере. Программное обеспечение состоит из двух программ. Основная программа работает по следующему алгоритму. При начальном запуске считывается из ОЗУ код временной задержки и передается по линии связи преобразователю В9-5. Ячейки текущих координат r и t_0 обнуляются и затем происходит считывание информации из порта ввода. Если значение видеосигнала выше порога, устанавливаемого оператором, то происходит запись точки по данным координатам на экране дисплея; в противном случае записи не происходит. Значение текущей координаты по r изменяется, а по t остается прежним. Затем происходит установка нового кода в порту вывода и цикл повторяется.

Таким образом записывается 200 точек по дальности; после этого координата r обнуляется, а координата t увеличивается на единицу. Изображение формируется таким образом, чтобы оси r соответствовала ось y , а оси t — ось x . Экран дисплея позволяет записать массив из 102 440 точек. По окончании заполнения экрана происходит запись массива на магнитную ленту, и цикл измерений начинается заново. Вспомогательная программа предназначена для преобразования восьмеричного кода, применяющегося в компьютере, в трехдекадный двоично-десятичный код. Масштаб по оси r определяется временем максимальной задержки преобразователя В9-5 и составляет 15 км по дальности. При максимальной скорости считывания данных все пространственно-временное изображение формируется за 66 с. Минимальная скорость считывания определяется величиной программной задержки и может достигать десятков минут. Во время задержки происходит накопление мгновенных значений видеосигнала в точке, что улучшает соотношение сигнал/шум.

На рис. 2 приведено пространственно-временное изображение, полученное с помощью фоторегистратора (а) и компьютера (б). Изображение зарегистрировано 16 февраля 1990 г. в 14 ч 30 мин. Волнение моря — 6 баллов; ветер — южный, 10—12 м/с. Размер по оси r составил 11 км, а по оси t — 14 мин. Хорошо видно, что снимок на рис. 2 а более контрастный; это позволяет уверенно провести траектории движения групп волн. Однако длина их меньше, чем на снимке, полученном с помощью фотоаппаратуры. Это обусловлено тем, что регистрируется двухградационный сигнал и информация ниже порога считывания теряется. Низкая разрешающая способность МРЛ-1 (150 км) и малые углы сканирования (около $-0,2^\circ$) приводят к тому, что область с малыми высотами волн затеняется более высокими волнами, расположенными ближе к РЛС. Вследствие этого отраженный сигнал дает пакеты самых высоких волн. Ряд важных характеристик волнения можно получить даже без гармонического анализа. Периоды групп волн $T_{гpi}$ находятся по величине отрезков прямой между соседними траекториями, проведенных параллельно временной оси t . Длины групп волн $\lambda'_{гpi}$ находятся по расстоянию между соседними траекториями параллельно оси r . С учетом угла α между направлением оси луча РЛМ и движением фронта групп волн

$$\lambda_{гpi} = \lambda'_{гpi} \cos \alpha . \quad (1)$$

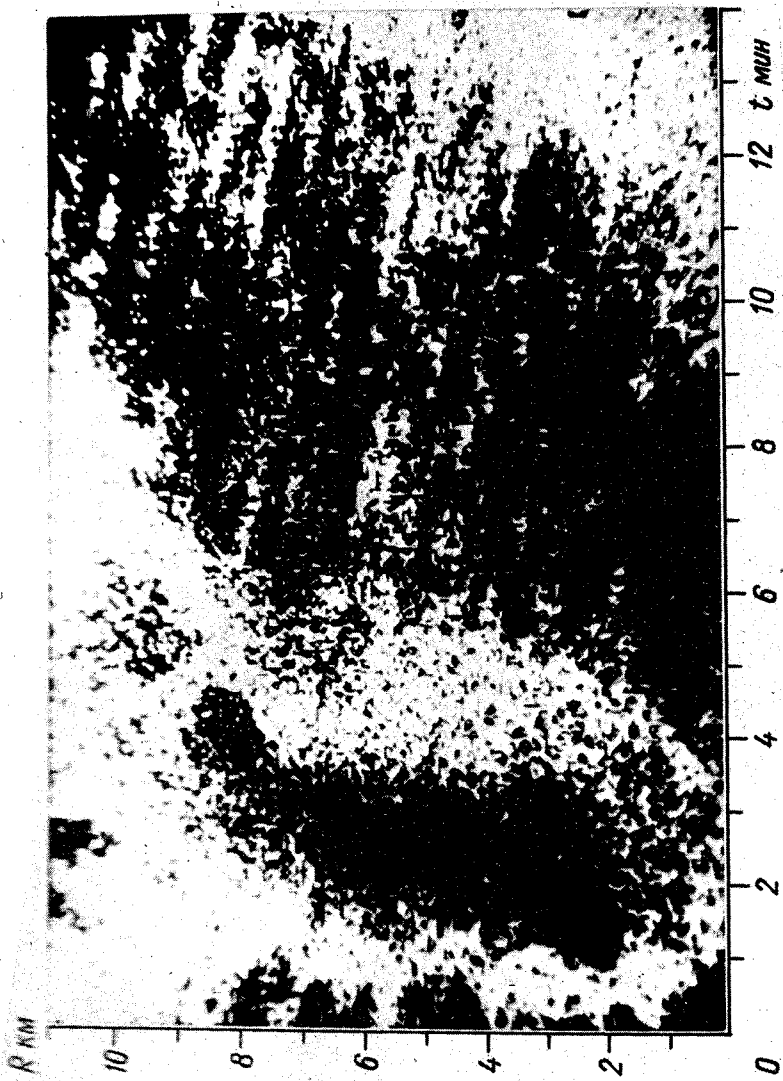


Рис. 3. Пространственно-временное изображение морской поверхности с зонами осадков

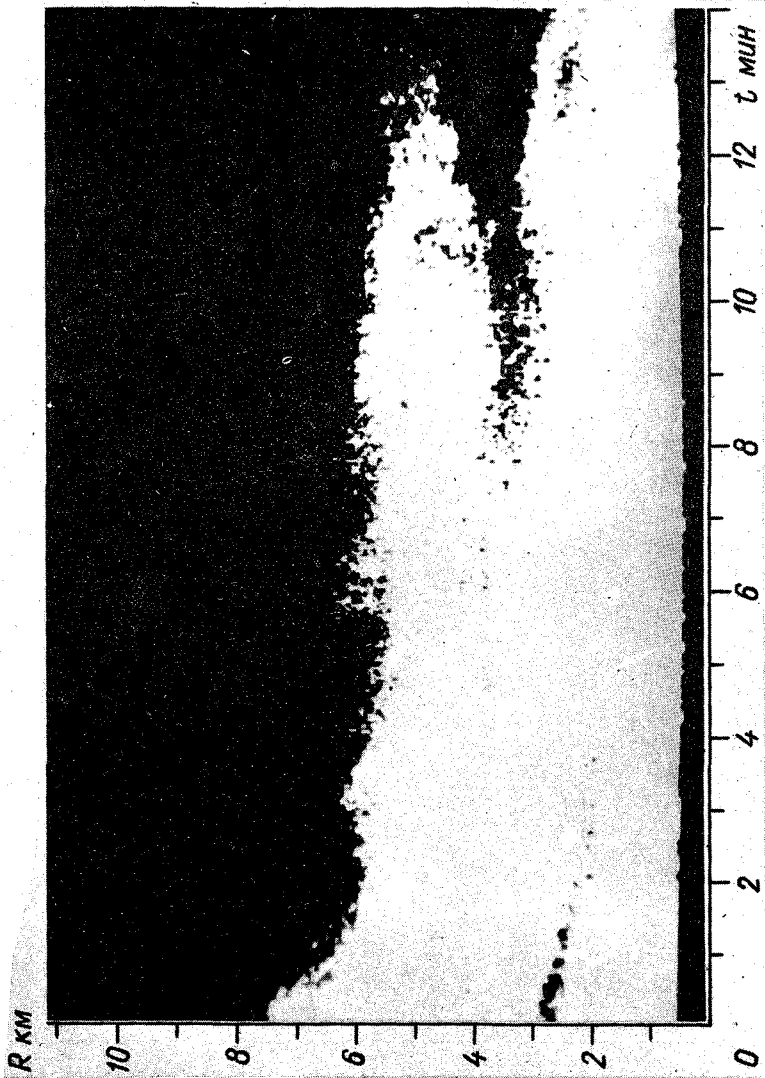


Рис. 4. Пространственно-временное изображение облачности.

Скорость движения групп волн определяется по формуле

$$C_{\text{гpi}} = \Lambda_{\text{гpi}} / T_{\text{гpi}} = \Lambda'_{\text{гpi}} \cos \alpha / T_{\text{гpi}} = C'_{\text{гpi}} \cos \alpha = \text{tg } \varphi_i \cos \alpha, \quad (2)$$

де φ_i — угол наклона траекторий групп волн.

Вычисленные средние значения по пространственно-временному изображению на рис. 2 составили: $\bar{\Lambda}_{\text{гр}} = 590$ м, $T_{\text{гр}} = 75$ с,

$$\bar{C}_{\text{гр}} = 7,86 \text{ м/с.}$$

По данным телевизионного щелевого волнографа /5/ средняя длина волны $\bar{\Lambda} = 58$ м, период $\bar{T} = 6,17$ с, скорость $\bar{C} = 9,4$ м/с. Период движения групп волн близок к периоду индивидуальных волн. Это может быть объяснено тем, что глубина моря H в районе наблюдения составляет около 50 м, а из трохоиальной теории морского волнения известно, что

$$C_{\text{гр}} = \frac{C}{2} \left(1 + \frac{2\beta}{\text{sh}\beta} \right), \quad (3)$$

де $\beta = 2\pi H / \Lambda$. В случае когда $H / \Lambda \rightarrow 0$, $C_{\text{гр}} \rightarrow C / 2$, а при малых значениях H / Λ групповая скорость стремится к фазовой, что и наблюдается в нашем случае. Существенные различия в длине волны и периоде обусловлены низкой разрешающей способностью МРЛ-1.

Экспериментальная установка может применяться для регистрации зон осадков по выбранному азимуту (рис. 3) и записи пространственно-временной структуры облачности. В этом случае антенна радиолокатора направлена вертикально вверх (рис. 4).

Таким образом, экспериментальная установка на основе бытового компьютера может применяться для решения задач дистанционного зондирования различных сред, изучения их пространственно-временных характеристик. В дальнейшем необходимо расширить сервисные возможности программного обеспечения, дополнить алгоритмом быстрого двумерного преобразования Фурье в целях получения двумерного спектра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Загородников А. А., Челышев К. Б. Способ одновременного автоматического получения пространственных и временных спектров случайных полей. — Сб. докл. на Всесоюзном симпозиуме по автоматизации научных исследований морей и океанов. — Севастополь, — 1972.
2. Загородников А. А. Радиолокационная съемка морского волнения с летательных аппаратов. — Л.: Гидрометеиздат, 1978.
3. Измерение характеристик волнения щелевыми методами / С. В. Гасников, Ю. В. Глибин, Е. О. Жилко и др. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1989, т. 25, N 7, с. 702—709.
4. Коняев К. В., Розенберг А. Д. Радиолокационные наблюдения ветровых волн в море. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1982, т. 18, N 2, с. 211—215.
5. Щелевой фотоволнограф/С. В. Гасников, Е. О. Жилко, А. А. Загородников, С. И. Мирошниченко. — Океанология, 1989, т. XXIX, вып. 1, с. 164—170.
6. Шулейкин В. В. Физика моря. — М.: Наука, 1968.

РАСЧЕТ РЕЖИМОВ И СКОРОСТИ РОСТА ГРАДА

При численном моделировании процессов осадкообразования целью экономии ресурсов ЭВМ вполне оправданно используют различного рода параметризации. Однако при решении более сложных задач, в частности связанных с оценкой эффективности воздействий на градовые облака, появляется необходимость учета большого числа специфических процессов, существенно влияющих на трансформацию спектров водяных и ледяных частиц. Эти процессы в отдельности подвергались как экспериментальному, так и теоретическому исследованию. Однако совместное рассмотрение влияния многих факторов в численной схеме, построенной для многомерной эйлерова пространства, требует чрезмерно больших ресурсов ЭВМ связано в большими трудностями при анализе результатов. Поэтому практически всегда имеют место те или иные упрощения. Оценка их допустимости удобнее производить при лагранжевом подходе решению задачи.

В настоящей работе делается попытка оценить роль различных факторов при формировании града на сравнительно простой модели градового облака /1—5/.

1. Система уравнений

Рассматриваются траектории частиц — потенциальных градовых зародышей — от момента замерзания переохлаждения капель до выпадения на поверхность Земли либо испарения их или таяния. Координаты образования градовых зародышей и их размеры, так же как гидротермодинамические характеристики конвективного облака его водность и ледность, рассчитываются при совместном решении системы уравнений струйной модели конвекции /1, 3—5/ с кинетическим уравнением коагуляции для трехфазной среды. Предполагается, что все частицы имеют правильную сферическую форму. Рассчитывается только средняя температура каждой частицы и учитывается выделение теплоты фазовых превращений, связанное с испарением (возгонкой) или конденсацией (сублимацией). Толщин водяной пленки при мокром режиме роста не рассматривается.

Запишем уравнения баланса количества теплоты и массы для ледяной частицы:

$$\frac{dQ}{dt} = \sum_{i=1}^6 \frac{dQ_i}{dt}, \quad (1)$$

$$\frac{dm}{dt} = \left(\frac{dm}{dt} \right)_{coa} + \left(\frac{dm}{dt} \right)_{subl} \quad (2)$$

В уравнении (1) dQ_i/dt — тепловые потоки, определяемые следующими механизмами:

— теплообмена частицы с окружающей средой

$$\frac{dQ_1}{dt} = -4\pi r \lambda F_l (T_r - T_e); \quad (3)$$

— конденсации — испарения

$$\frac{dQ_2}{dt} = -4\pi r \frac{D\mu L}{kN_A} F_d \left(\frac{E_r}{T_r} - f \frac{E}{T_e} \right) \quad (4)$$

либо сублимации — возгонки

$$\frac{dQ_2}{dt} = -4\pi r \frac{D\mu(L + L^*)}{kN_A} F_d \left(\frac{E_r^*}{T_r} - f \frac{E}{T_e} \right) \quad (5)$$

— захвата облачных капель, имеющих температуру среды

$$\frac{dQ_3}{dt} = C_w T_e \pi r^2 \bar{\Theta}_w q_w V(r); \quad (6)$$

— захвата ледяных частиц меньших размеров, имеющих температуру среды *)

$$\frac{dQ_4}{dt} = c_i T_e \pi r^2 \bar{\Theta}_i q_i V(r), \quad (7)$$

— кристаллизации части α захваченной воды

$$\frac{dQ_5}{dt} = \alpha L^* \pi r^2 \bar{\Theta}_w q_w V(r), \quad (8)$$

— срыва $(1 - \alpha)$ части незамерзшей („неосвоенной“) воды при „мокрое“ режиме роста

$$\frac{dQ_6}{dt} = -(1 - \alpha) c_w T_0 \pi r^2 \bar{\Theta}_w q_w V(r). \quad (9)$$

В этих формулах использованы следующие обозначения:

c_w, c_i — удельные теплоемкости воды и льда; L, L^* — удельная теплота фазовых превращений пар—вода и вода—лед; λ — коэффициент теплопроводности воздуха; D — коэффициент молекулярной диффузии водяного пара; μ, M — молярные массы воды и воздуха; N_A — число Авогадро; k — постоянная Больцмана; E, E^* — парциальное давление насыщенного водяного пара над плоской поверхностью воды и льда соответственно; r — радиус частицы; f — относительная влажность воздуха; T_e — температура воздуха; T_0 — температура фазового равновесия пар—вода—лед ($T_0 = 273,15$ K);

* Еще одно упрощение: для реальных частиц, естественно, $T_r \neq T_e$.

$V(r)$ — скорость падения частицы радиусом r относительно воздуха q_w, q_i — водность и ледность; $\bar{\Theta}_w, \bar{\Theta}_i$ — средние коэффициенты коагуляции растущей ледяной частицы с каплями и кристаллами индекс r соответствует значению функции y поверхности частицы.

Функции F_e и F_d (ветровые множители для тепло- и массо обмена) описываются выражениями

$$F_e = 1 + \gamma \text{Pr}^{1/3} \text{Re}^{1/2}, \quad (10)$$

$$F_d = 1 + \gamma \text{Sc}^{1/3} \text{Re}^{1/2}, \quad (11)$$

где γ — безразмерный эмпирический коэффициент ($\gamma = 0,36 = \text{const}$).

Для чисел Прандтля Pr , Шмидта Sc и Рейнольдса Re использованы выражения

$$\text{Pr} = c_p \rho v / \lambda, \quad \text{Sc} = \nu / D, \quad \text{Re} = rV(r) / \nu, \quad (12)$$

где c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, ρ — плотность воздуха, ν — кинематическая вязкость воздуха

Слагаемые уравнения баланса массы растущей частицы соответствуют следующим механизмам:

— конденсационного роста (или испарения)

$$\left(\frac{dm}{dt}\right)_{\text{cond}} = -\frac{4\pi D_r F_d}{kN_A} \left(\frac{E_r}{T_r} - f\frac{E}{T}\right), \quad (13)$$

— сублимационного роста (или возгонки)

$$\left(\frac{dm}{dt}\right)_{\text{subl}} = -\frac{4\pi D_r F_d}{kN_A} \left(\frac{E_r^*}{T_r} - f\frac{E}{T}\right), \quad (14)$$

— коагуляционного роста при сухом режиме

$$\left(\frac{dm}{dt}\right)_{\text{coa } w} = \bar{\Theta}_w q_w \pi r^2 V(r), \quad (15)$$

— коагуляционного роста при мокром режиме

$$\left(\frac{dm}{dt}\right)_{\text{coa } i} = (\alpha \bar{\Theta}_w q_w + \bar{\Theta}_i q_i) \pi r^2 V(r). \quad (16)$$

2. Сухой режим роста

Если вся вода, захваченная градовым зародышем, замерзает, то в выражении (8) $\alpha = -1$, а $dQ_0/dt = 0$ — срыва незамерзшей воды

нет. Логично предположить, что более мелкие ледяные частицы, также растущие в сухом режиме, сталкиваясь с градовым зародышем не коагулируют с ним, $\Theta_i = 0$ и, следовательно, $dQ_4/dt = 0$. При этом используется предположение о мгновенном замерзании захватываемой воды. Тогда уравнение баланса общего теплосодержания частицы приобретает вид

$$\frac{d(c_i m T_r)}{dt} = -4\pi r \left[\lambda F_l (T_r - T_e) + \frac{D\mu (L + L^*)}{kN_A} \left(\frac{E_r^*}{T_r} - f \frac{E}{T_e} \right) \right] + (L^* + c_w T_e) \bar{\Theta}_w q_w \pi r^2 V(r). \quad (17)$$

Подставив в левую часть (17) выражение для изменения массы с учетом формул (14) и (15):

$$\frac{dm}{dt} = \left(\frac{dm}{dt} \right)_{subl} + \left(\frac{dm}{dt} \right)_{coa w}, \quad (18)$$

после простых преобразований получим уравнение для средней температуры градового зародыша

$$\frac{dT_r}{dt} = -\frac{3}{c_i r^2 \rho_l} \left[\lambda F_l (T_z - T_e) + \frac{D\mu}{kN_A} F_d (L + L^* - c_i T_r) \left(\frac{E_r^*}{T_r} - f \frac{E}{T_e} \right) \right] + \frac{3V(r)}{4c_i r \rho_l} (L^* + c_w T_e + c_i T_r) \bar{\Theta}_w q_w. \quad (19)$$

Введем, следуя /6/, понятие критической водности $q_{кр}$. Определим $q_{кр} = q_{кр}(r, T_e, p)$ как максимальную водность, при которой частица радиусом r при температуре T и давлении p растет в сухом режиме. Тогда, разрешив уравнение (19) относительно q_w и положив при этом $T_r = T_0$ и $dT_r/dt = 0$, получим:

$$q_{кр} = \frac{\left[\lambda F_l (T_0 - T_e) + \frac{D\mu}{kN_A} F_d (L + L^* - c_i T_0) \left(\frac{E_0}{T_0} - f \frac{E}{T_e} \right) \right]}{\bar{\Theta}_w r V(r) (L^* + c_w T_e - c_i T_0)}. \quad (20)$$

Приравнявая к нулю знаменатель (20), можно оценить температуру $T_{кр}$, ниже которой происходит только сухой рост ($q_{кр} \rightarrow \infty$):

$$T_{кр} \leq \frac{c_i T_0 - L^*}{c_w}. \quad (21)$$

Подставив характерные значения параметров, найдем: $T = 62$ К, или $t_{кр} = -21^\circ\text{C}$. Это означает, что в реальных облаках мокрый режим роста может наблюдаться практически при любых возможных

температурах. Вывод не согласуется с выводом в работе /6/, автор которой пренебрег теплоемкостью льда.

3. Мокрый режим роста

В этом случае замерзает только α -часть переохлажденной воды, захваченной ледяной частицей. На поверхности градового зародыша образуется водяная пленка. В результате становится возможным захват не только капель, но и мелких ледяных частиц. При этом естественно предположить, что $T_r = T_0$ и $dT_r/dt = 0$. Для описания изменения общего теплосодержания частицы вместо формулы (17) имеем

$$\begin{aligned} \frac{d(c_i m T_r)}{dt} = & -4\pi r \left[\lambda F_l (T_0 - T_e) + \frac{D\mu L}{kN_A} F_d \left(\frac{E_0}{T_0} - f \frac{E}{T_e} \right) \right] + \\ & + \pi r^2 V(r) \left\{ \bar{\Theta}_w q_w \left[\alpha L^* + c_w T_e - (1 - \alpha) c_w T_0 \right] + \bar{\Theta}_i q_i c_i T_e \right\}. \end{aligned} \quad (22)$$

Подставив в левую часть формулы (22) выражение для изменения массы зародыша с учетом (13) и (16), придем к соотношению

$$\begin{aligned} \frac{dT_r}{dt} = & -\frac{3}{c_i r^2 \rho_i} \left[\lambda F_l (T_0 - T_e) + \frac{D\mu L}{kN_A} F_d \left(\frac{E_0}{T_0} - f \frac{E}{T_e} \right) \right] + \\ & + \frac{3V(r)}{4c_i r \rho_i} \left\{ \alpha \bar{\Theta}_w q_w \left[L^* + T_0 (c_w - c_i) \right] - (c_w \bar{\Theta}_w q_w + c_i \bar{\Theta}_i q_i) (T_0 - T_e) \right\}. \end{aligned} \quad (23)$$

Решив уравнение (23) относительно α , найдем оценку доли замерзающей воды от захваченной градовым зародышем (при $q_w > q_{кр}$):

$$\begin{aligned} \alpha = & \left\{ 4 \left[\lambda F_l (T_0 - T_e) + \frac{D\mu L}{kN_A} F_d (L - c_i T_0) \left(\frac{E_0}{T_0} - f \frac{E}{T_e} \right) \right] + \right. \\ & + rV(r) (T_0 - T_e) (c_w \bar{\Theta}_w q_w + c_i \bar{\Theta}_i q_i) \times \\ & \times \left. \left\{ rV(r) \bar{\Theta}_w q_w [L^* + T_0 (c_w - c_i)] \right\} \right\}. \end{aligned} \quad (24)$$

4. Смена режимов роста

Как и следовало ожидать, недостатки изложенной схемы, вытекающие из заложенных в нее упрощений, наиболее отчетливо проявляются в экстремальных условиях. В частности, значение критической водности, соответствующей смене режимов роста, будет зависеть от режима роста в данный момент. Остановимся на этом подробнее.

Если в выражении (24) положить $\alpha = 1$, то можно получить еще одно выражение для $q_{кр} =$

$$\left\{ 4 \left[\lambda F_l (T_0 - T_e) + \frac{D\mu}{kN_A} (L - c_w T_0) F_d \left(\frac{E_0}{T_0} - f \frac{E}{T_e} \right) \right] + rV(r) (T_0 - T_e) c_i \bar{\Theta}_i q_i \right\} [\bar{\Theta}_w rV(r) (L^* + c_w T_e - c_i T_0)]^{-1}. \quad (25)$$

Сравнивая выражения (25) и (20), нетрудно заметить, что в общем случае $q_{кр20} \neq q_{кр25}$. Неравенствами

$$q_w > \max \{ q_{кр20}, q_{кр25} \} \quad \& \quad q_w < \min \{ q_{кр20}, q_{кр25} \}$$

однозначно определяются условия мокрого или сухого режимов роста. Соответственно, при

$$q_{кр20} > q_w > q_{кр25} \Leftrightarrow \Delta q_{кр} > 0 \quad (26)$$

или

$$q_{кр20} < q_w < q_{кр25} \Leftrightarrow \Delta q_{кр} < 0, \quad (27)$$

где

$$\Delta q_{кр} = \frac{4D\mu}{kN_A} [L^* + T_0(c_w - c_i)] F_d \left(\frac{E_0}{T_0} - f \frac{E}{T_e} \right) - rV(r)(T_0 - T_e)c_i \bar{\Theta}_i q_i \\ \bar{\Theta}_w rV(r)(L^* - c_w T_e - c_i T_0) \quad (28)$$

в рамках модели режим роста оказывается неопределенным.

В реальных условиях такая неопределенность, естественно, отсутствует — в модели она является следствием допущений, принятых при постановке задачи. Усложнение задачи, связанное с разрешением неопределенности, по-видимому, не даст каких-либо существенных уточнений с учетом сравнительно невысоких требований к точности решения. Однако полный уход от разрешения неопределенности невозможен, поскольку при конкретных расчетах это приводит к появлению противоречий. Так, например, в случае ситуации, соответствующей неравенству (27), при переходе частицы от мокрого режима роста к сухому расчет температуры поверхности ледяной частицы по формуле (19) приводит к $T_r > T_0$.

Попытаемся снять неопределенность параметрически. Логично предположить, что при $\Delta q_{кр} < 0$ имеет место полное замерзание воды ($\alpha = 1$) в сочетании с частичным захватом льда в соотношении, обеспечивающим это замерзание. В качестве подгоночной характеристики можно использовать $\bar{\Theta}_i$, значение которого находится из выражения (24) при $\alpha = 1$.

5. Таяние частиц

Расчет уменьшения размера ледяного ядра выполняется в предположении, что вся растаявшая вода срывается с поверхности. Если

частица падает сквозь облако ($q_w > 0$), то после пересечения ею нулевой изотермы температура ее поверхности равна T_0 . При этом разрыва в решении нет, поскольку еще ранее, при отрицательных температурах, создаются условия для мокрого режима роста. Для частиц, падающих вне облака, теплообмен существенно зависит от влажности окружающего воздуха — при малых влажностях температура частицы ниже температуры воздуха за счет интенсивной возгонки. Поэтому в лагранжевом варианте вне облака (при $q_w = 0$) пока $T_r > T_0$ решаются уравнения для T_r и r :

$$\frac{dT_r}{dt} = -\frac{3}{c_i r^2 \rho_i} \left[\lambda F_i (T_r - T_e) + \frac{D\mu}{kN_A} F_d (L + L^* - c_i T_r) \left(\frac{E_r^*}{T_r} - f \frac{E}{T_e} \right) \right], \quad (29)$$

$$\frac{dr}{dt} = -\frac{D\mu F_d}{\rho_i k N_A r} \left(\frac{E_r^*}{T_r} - f \frac{E}{T_e} \right). \quad (30)$$

При $T_r = T_0$ и $T_e > T_0$ частицы тают и уравнение теплового баланса для них приобретает вид

$$\begin{aligned} & [L^* + T_0(c_w - c_i)] \left(\frac{dm}{dt} \right)_T - 4\pi r \left[\lambda F_i (T_0 - T_e) + \frac{D\mu}{kN_A} F_d \times \right. \\ & \left. \times \left(\frac{E_0}{T_0} - f \frac{E}{T_e} \right) \right] - c_w (T_0 - T_e) \bar{\Theta}_w q_w \pi r^2 V(r) = 0, \end{aligned} \quad (31)$$

откуда

$$\begin{aligned} \left(\frac{dr}{dt} \right)_T = & \left\{ 4 \left[\lambda F_i (T_0 - T_e) + \frac{D\mu}{kN_A} F_d (L - c_w T_0) \left(\frac{E_0}{T_0} - f \frac{E}{T_e} \right) \right] + \right. \\ & \left. + r V(r) (T_0 - T_e) c_w \bar{\Theta}_w q_w \left\{ 4\pi \rho_i [L^* + T_0(c_w - c_i)] \right\}^{-1} \right\}. \end{aligned} \quad (32)$$

6. Результаты расчетов для модельного осесимметричного вертикального облака

Ниже приводятся результаты численных экспериментов, в которых рассчитывались скорости и режимы роста градовых зародышей, их размеры, температура, значение коэффициента α вдоль траектории. Все расчеты выполнены на фоне стационарных полей скорости воздушного потока, водности, ледности, температуры и влажности, полученных с использованием струйной модели /1—5/.

Процедура каждого расчета заключается в следующем. При совместном решении одномерных стационарных уравнений влажной конвекции с кинетическими уравнениями коагуляции для капель $\eta_w(r, z)$ и кристаллов $\eta_i(r, z)$ на каждой высоте z определяется ос-

реденный по сечению струи и по слою толщиной 200 м спектр капель, замерзающих в единице объема за единицу времени. Затем концентрации замерзающих капель — потенциальных градовых зародышей — пересчитываются в соответствии с эмпирическими формулами перехода к трехмерному распределению параметров струи /5/. Переохлажденная часть восходящего потока накрывается трехмерной сеткой, в каждом узле которой „стартует“ спектр градовых зародышей. Градации этого спектра в дальнейшем будут называться группами зародышей. Таким образом переохлажденная часть струи считается трехмерным источником градовых зародышей постоянной интенсивности. Наконец, на последнем этапе шагами по времени на фоне стационарных полей рассчитываются траектории каждой группы зародышей, их размеры и концентрации вдоль траекторий. Одновременно в узлах двухмерной сетки на земле вычисляется поток кинетической энергии града.

На рис. 1 представлены осредненные по сечению струи скорость восходящего потока w , водность q_w и ледность q_i , температура в струе t и в среде t_e и пересыщение ε . Водность и ледность составляют облачные частицы, скорость падения которых относительно воздуха меньше скорости восходящего потока. На рис. 2 приведены зависимости размера r от высоты z для трех групп градовых зародышей. Расчеты проводились при задании П-образных профилей w , q_w и q_i в различных вариантах решения: по приведенной выше схеме (кривые 1—4) и в предположении о полном замерзании захватываемой воды ($\alpha = 1$, кривые 1' — 3'). Кривая 4 рассчитывалась при пятикратной по сравнению с представленной на рис. 1 водностью. Этот случай можно рассматривать как оценку возможного влияния зоны аккумуляции /7/ на скорость роста и конечный размер ледяных частиц.

Сравнивая размеры градин на разных высотах, легко убедиться, что искусственное полное замораживание захватываемой воды приводит к завышению как скорости роста града в облаке, так и, естественно, конечного размера градин на земле. Из сравнения кривых 1' — 3' видно, что при $\alpha = 1$ в горизонтально однородном облаке конечный размер градины зависит от высоты зависания: чем больше высота или, что то же самое, путь, пройденный зародышем в переохлажденной части облака, тем больше конечный размер градины на земле. Интересно отметить, что разница между конечными размерами градин существенно зависит от разности высот только при наличии в точках зависания значительной водности (кривые 1' — 3'). В противном случае, т. е. при относительно малой водности, разность будет невелика (кривые 1' и 2').

При учете режимов роста картина меняется. Размеры зародышей, зависание и разворот которых происходят в условиях сухого режима роста, на участке мокрого режима выравниваются (см. кривые 1 и 2) и на земле имеют максимально возможный размер r_{\max} . Конечные размеры зародышей, растущих в момент разворота в мокром режиме, соотносятся так же, как при $\alpha = 1$: чем больше высота зависания, тем больше конечный размер. Из сказанного следует, что в одномерном стационарном облаке существует высота z^* зависания зародышей, такая, что выше нее разворачиваются зародыши, обра-

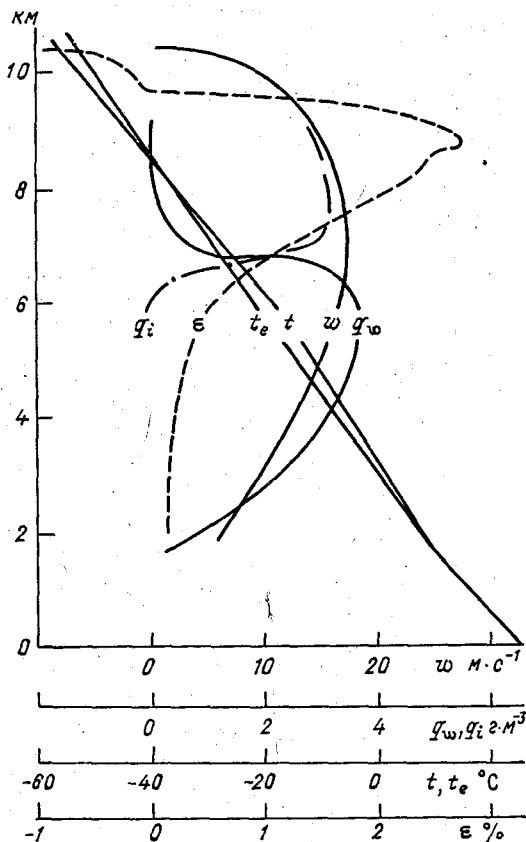


Рис. 1. Вертикальные профили осредненных по сечению струи параметров модельного облака (без сдвига).

Масштабы при $\epsilon > 0$ и $\epsilon < 0$ различны.

зующие монодисперсный град максимального размера, а ниже — полидисперсный град с $r < r_{\max}$.

В рассматриваемом случае град на земле практически монодисперсен: средний кубический радиус $\sqrt[3]{\bar{r}} = 0,69$ см, а максимальный $r_{\max} = 0,72$ см. Это означает, что все зародыши разворачивались на высоте большей, чем z^* , хотя образовывались они в широком диапазоне температур — от -5 до -30 $^{\circ}\text{C}$ (в слое толщиной 3,5 км и их размеры в начальный момент составляли от 30 до 1300 мкм).

Анализ влияния гипотетической зоны аккумуляции водности на формирование града показал, что в таких зонах с увеличением водности уменьшается коэффициент освоения α , скорость роста увеличивается лишь за счет возрастающего поглощения тепла кристалли-

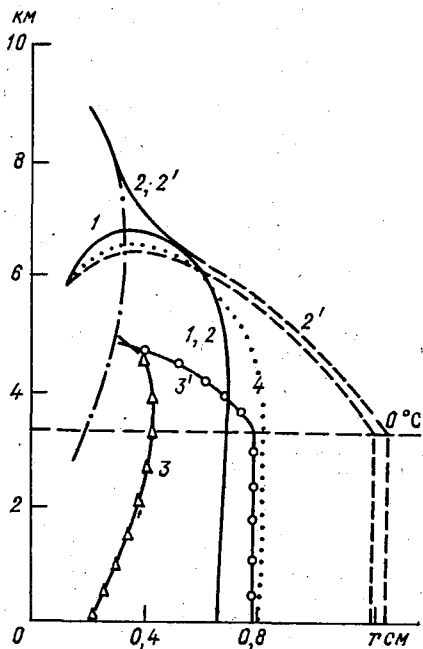


Рис. 2. Изменение с высотой радиуса r частиц трех групп.

При коэффициенте α , рассчитанном по формуле (24), — сплошные кривые; при $\alpha = 1$ — штриховые; при уравниженном размере частиц — штрихпунктирная кривая; при пятикратной по сравнению с приведенной на рис. 1 водности, но при $\alpha \neq 1$ — пунктир.

зации большим количеством переохлажденной воды. При этом, естественно, чем ниже температура, тем более ускоряется процесс градообразования. Расчеты показали, что при водности $15\text{--}20 \text{ г} \cdot \text{м}^{-3}$ конечные размеры градин могут увеличиться на $20\text{--}25\%$ при сокращении времени формирования на $25\text{--}30\%$.

Перейдем к примеру с заданными распределениями вертикальной скорости, водности и ледности по сечению облака.

На рис. 3 в контурах струи показана траектория градового зародыша того же исходного размера и „стартующего” с той же высоты, что и на рис. 2 (кривая 1). Пунктиром показана траектория той же группы зародышей, но при запрете на коагуляцию с мелкими кристаллами ($\Theta_i = 0$). На врезке справа приведены использованные в модели безразмерные горизонтальные профили w_n и q_{wn} , нормированные на осредненные по сечению струи значения. На рис. 4 представлены условия роста градины (t, q_w, q_i) вдоль ее траектории для различных моментов времени от начала образования градового зародыша. Здесь же приводятся изменения размера градины r , температуры t_p , коэффициента α и слагаемые скорости роста,

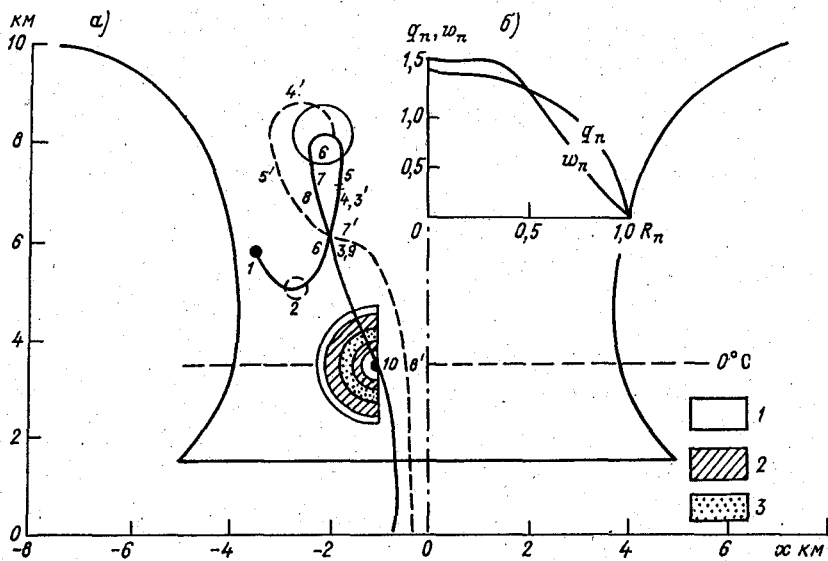


Рис. 3. Траектория и размеры градового зародыша в контурах горизонтально неоднородного осесимметричного облака (а) и профили безразмерных вертикальной скорости W_n и влажности q_n (б).

Размеры зародыша и высота „старта“ те же, что и на рис. 2 (кривые 1, 1' и 4). Разрез на уровне нулевой изотермы отражает условия роста градины.

1 — мокрый режим, $\dot{r}_w > \dot{r}_i$; 2 — мокрый режим, $\dot{r}_w \geq \dot{r}_i$; 3 — сухой режим.

определяемые коагуляцией градины с каплями r_w и кристаллами r_i . Номера точек на рис. 3 соответствуют моментам времени, отмеченным стрелками рис. 4.

Полное время расчета (роста градины в облаке) — 35 мин. За это время градина выросла от 0,126 до 1,19 см, масса ее увеличилась почти в 1000 раз. В поперечном сечении можно выделить пять слоев, не считая зародыша, имеющего собственную текстуру. Первые и последние 10 мин (позиции от 1 до 4 и от 8 до 10) градина росла в мокром режиме, а от 10-й до 25-й минуты (между позициями 5 и 7) — в сухом. В свою очередь, в каждый период мокрого режима роста можно выделить прозрачные слои (между позициями 1 и 3, 9 и 10), образовавшиеся только за счет замерзания переохлажденной воды — при небольших переохлаждениях в отсутствие сколько-нибудь значительного числа ледяных частиц, и слои неупорядоченной текстуры (между позициями 3 и 4, 8 и 9), по-видимому, непрозрачные, образовавшиеся при одновременном намерзании как переохлажденных капель, так и мелких ледяных частиц. При анализе принималось, что образующийся лед прозрачен, если $\dot{r}_i \leq 0,1$ $\text{мкм} \cdot \text{с}^{-1}$, в остальных случаях при мокром росте лед непрозрачен.

Интересно отметить, что составляющая скорости роста градины за счет коагуляции с переохлажденными каплями нигде не превышала 6 $\text{мкм} \cdot \text{с}^{-1}$, а за счет захвата мелких кристаллов достигала

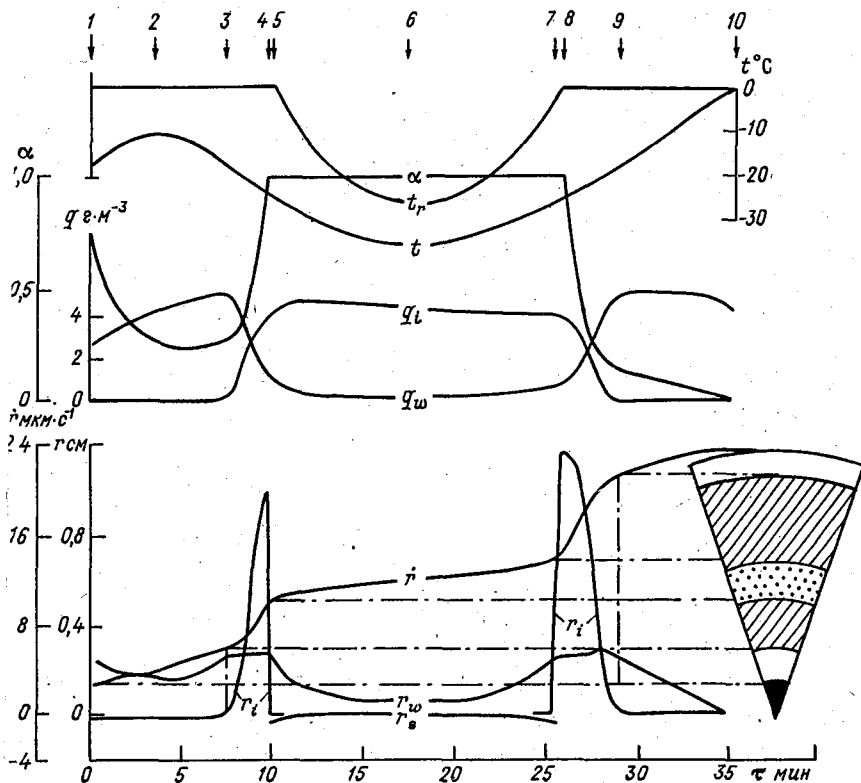


Рис. 4. Радиус r , температура t , составляющие скорости роста r_w и r_l , коэффициент α и условия роста — температура воздуха t , влажность q_w и ледность q_l — вдоль траектории градины, представленной на рис. 3, для различных моментов времени.

$24 \text{ мкм} \cdot \text{с}^{-1}$. Между позициями 3 и 4, 6 и 7 режим роста в рамках модели — неопределенный. Впрочем видно, что время перехода от одного режима к другому сравнительно невелико. Максимальная скорость роста градины достигается там, где имеют место значительные влажность и ледность. Практически частица набирает массу в небольших по толщине слоях за время в несколько минут (интервалы 7—10 и 25—29 мин).

Траектории еще двух градин для того же распределения параметров в облаке показаны на рис. 5. Из большого числа вариантов здесь выбраны траектории одной из самых крупных градин (слева) и рециркулирующей градины (справа). На рис. 6 приводятся характеристики роста вдоль траектории для „левой“ градины. Условия ее роста отличаются от примера на рис. 4 тем, что здесь отсутствуют участки неопределенного режима роста. Эта градина выросла от $0,1$ до $1,5 \text{ см}$, максимальная скорость роста достигала $35 \text{ мкм} \cdot \text{с}^{-1}$ (на 26 мин).

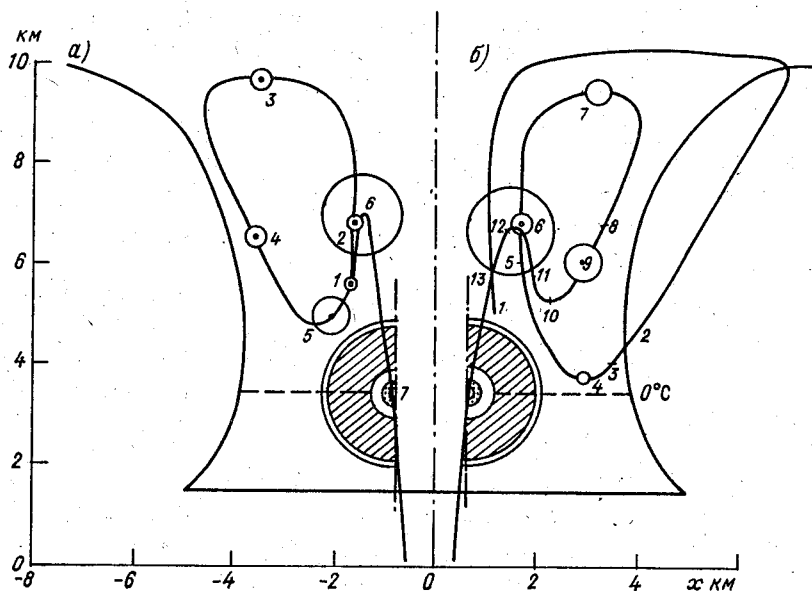


Рис. 5. Траектории максимальной по размеру (а) и одной из рециркулирующих (б) градин, рассчитанные для тех же параметров облака, что и на рис. 3.

Рециркулирующая („правая“) градина выросла от начального радиуса 165 мкм до 1,3 см. От момента зарождения градина росла в сухом режиме до 580 мкм. Восходящими токами она была выброшена в ледяную наковальню, и затем токами дивергенции — из облака. При падении токами вовлечения градина была втянута в облако (на высоте 4,4 км) подхвачена восходящим потоком и снова выброшена в ледяную наковальню, сместилась к периферии облачной струи, начала снижаться, но еще раз попала в область сильных встречных потоков. На третьей восходящей ветви траектории частица достигла таких размеров, что преодолела встречный поток и выпала через центральную часть облака. На траектории номерами отмечены точки смены режимов роста и направлений движения по вертикали. В сечении частицы на рис. 3 а представлены три внешних слоя сравнительно большой толщины. Центральная часть диаметром 1 см содержит шесть слоев толщиной порядка 10^{-1} см и множество более тонких слоев толщиной порядка 10^{-2} см, нанести которые в данном масштабе не представляется возможным. Естественно, что полное время роста такой градины довольно велико — 70 мин, что едва ли может соответствовать реальному процессу. Однако основной рост происходил с 20-й по 30-ю минуты, т. е. в течение менее 10 мин. В целом пример интересен скорее как выявление возможных тенденций в развитии естественных процессов градообразования.

Учет горизонтального распределения w , q_w и q_i приводит к резкому усилению градоопасности по сравнению с П-образными профилями. Среднекубический радиус градин увеличился до 1,18 см, а

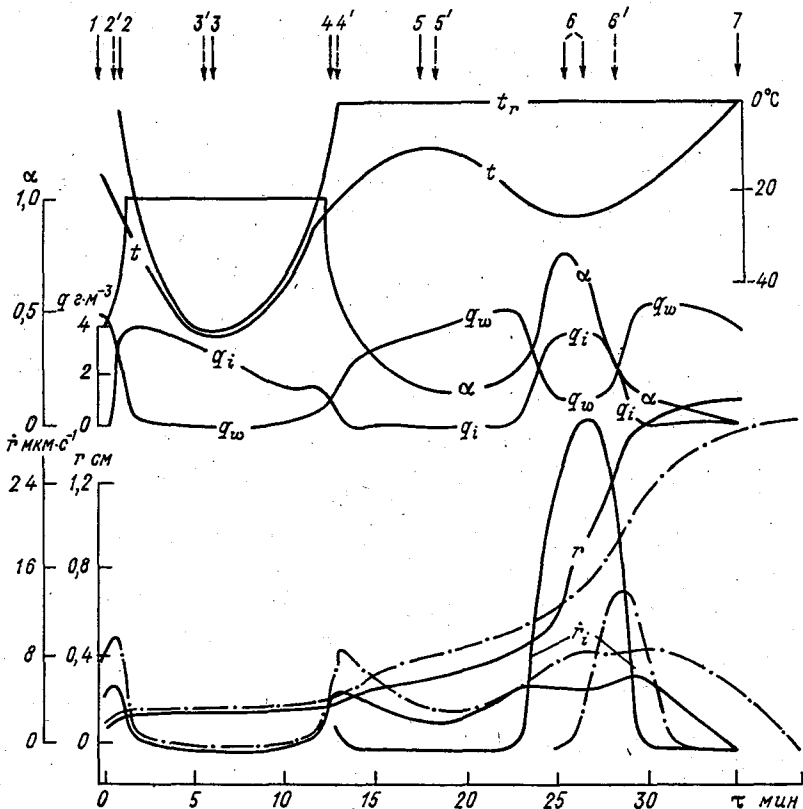


Рис. 6. Радиус r , температура t , и составляющие скорости роста \dot{r}_w и \dot{r}_i для градины максимального размера, изображенной на рис. 5 а.

максимальный — до 1,54 см. Появился широкий спектр размеров града, обусловленный горизонтальной неоднородностью условий роста. Максимум потока кинетической энергии достиг нереального значения — $61,5 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ против $1,7 \text{ Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ при П-образном профиле.

Следует отметить, что общим для всех частиц, ставшим крупными градинами, является факт набора основной части массы на протяжении небольшого, измеряемого несколькими минутами, отрезка времени. В рассматриваемом облаке слой такого быстрого роста имеет толщину 1 — 1,2 км (от 6 до 7 — 7,2 км или от -19 до -27°C по температуре). Этот диапазон соответствует температуре интенсивного замерзания капель малых и средних размеров.

Вернемся к рис. 3, на котором пунктирными кривыми представлены результаты расчета с запретом на захват мелких кристаллов растущим в мокром режиме градовым зародышем. Из рисунка видно, что запрет на коагуляцию с мелкими кристаллами привел, как

и следовало ожидать, к большей высоте разворота частицы. Особенно интересна нисходящая ветвь траектории. При падении под действием токов конвергенции частица смещается к центру восходящего потока и в точке 6 практически уравнивается. Смещаясь далее к центру, она растет со скоростью около $6 \text{ мкм} \cdot \text{с}^{-1}$. Увеличение скорости падения частицы относительно воздуха уравнивается увеличением скорости восходящего потока. Вследствие этого зародыш летит в плоскости, практически параллельной поверхности Земли до точки 7. Далее частица преодолевает восходящий поток.

Результаты расчетов, не претендуя на полноту охвата всех возможных ситуаций, позволяют, тем не менее, получить представление о влиянии различных факторов на процесс градообразования. В частности, выделяется тенденция к существенному ускорению формирования и увеличению интенсивности градобития при наличии в облаке значительных по вертикальной протяженности зон совместного существования в сравнимых количествах переохлажденной воды и льда. То, что наблюдаемые времена формирования града в среднем остаются несколько меньше расчетных, диктует необходимость варьирования различных параметров схемы и, возможно, учета каких-то новых моментов. При этом оптимальное соотношение в схеме различных факторов может быть достигнуто путем сравнения результатов численного анализа реальных ситуаций с подробными экспериментальными данными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 420 с.
2. Kachurin L. G., Bekrayev V. I., Gurovich M. V. Numerical simulation by means of crystallizing reagentes. — Paper presented at the Third WMO Sci. Conf. on Modific., Geneva, v. 2, 1980, p. 695—699.
3. Kachurin L. G., Bekrayev V. I. Numerical simulation of supercell hailstorm. — Int. Sci. Conf. on hail defeance, Sophia, 1982.
4. Kachurin L. G., Bekrayev V. I., Gurovich M. V., Kartsivadze A. I. Numerical model for a Hailstorm. — Proc. of the 9th Int. cloud physics conf., Tallin, 1984.
5. Гурович М. В. Зависимость пространственной структуры радиолокационной отражаемости мощных Сб от годографа внешнего ветра и поля скоростей в облаке — В кн. Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран. — Л.: Гидрометеиздат, 1982 с. 10—16.
6. Жекамуков М. К. Некоторые проблемы формирования структуры градин. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 172 с.
7. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. — Л.: Гидрометеиздат 1967. — 412 с.

ДИСТАНЦИОННОЕ РАДИОМЕТРИЧЕСКОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ИСКУССТВЕННО УПЛОТНЕННЫХ СНЕЖНЫХ ПОКРЫТИЙ В УСЛОВИЯХ АНТАРКТИДЫ

1. Введение

В последнее время широкое распространение получают дистанционные методы определения электрических и связанных с ними физических характеристик подстилающих поверхностей, в частности ледовых и снежных покрытий (/1—5/ и др.).

Однако, несмотря на разнообразие возможности применения радиофизических методов, вопрос дистанционного определения характеристик льда и снега остается малоизученным. В то же время изучение данного вопроса представляет значительный интерес с точки зрения возможности дистанционного определения плотности, влагосодержания, прочности и других параметров снежных покровов, что имеет большое практическое значение для обслуживания взлетно-посадочных полос (ВПП) снежных аэродромов и эксплуатации транспортных средств в условиях Крайнего Севера и Антарктиды.

Работы, проводившиеся авторами в этом направлении в составе 34 САЭ, были направлены на исследования взаимосвязи характеристик радиотеплового излучения искусственно уплотненного снега с его физическими характеристиками.

Исследования проводились в районе ВПП для тяжелых колесных самолетов АМЦ Молодежная, расположенная на ледниковом покрове в зоне холодного фирнового питания и включали радиометрические и гляциологические наблюдения на трех участках:

- непосредственно на ВПП;
- на нетронутом участке снежной поверхности,
- на участках дорог в районе полевой базы „Гора Вечерняя“.

2. Принципиальные возможности дистанционного радиометрического определения плотности снежных покрытий

Радиотепловое излучение подстилающей поверхности в СВЧ диапазоне, принимаемое антенной радиометра, характеризуется радиояркостной температурой $T_{я}$. Для среды, которую с электрической точки зрения можно представить плоским гладким однородным полупространством с постоянной термодинамической температурой по всей толще, радиояркостная температура, определяемая под углом θ , отсчитанным от нормали к поверхности, может быть представлена формулой /4/

$$T_{я} = (1 - |R|^2) T_0, \quad (1)$$

где T_0 — термодинамическая температура поверхности. Входящие в это соотношение френелевские коэффициенты отражения от однородной среды R с комплексной диэлектрической проницаемостью ϵ , как известно [2], описываются следующими выражениями:

для горизонтальной поляризации

$$|R|_{\text{гп}}^2 = \left| \frac{\cos \theta - \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta}} \right|^2; \quad (2)$$

для вертикальной поляризации

$$|R|_{\text{вп}}^2 = \left| \frac{\epsilon \cos \theta - \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta}} \right|^2. \quad (3)$$

Как видно из формул (1) — (3), радиояростная температура поверхности зависит от четырех параметров — угла наблюдений θ , термодинамической температуры T_0 и мнимой и действительной частей комплексной диэлектрической проницаемости ϵ . Это позволяет предложить ряд методов для определения интересующих нас параметров покровов, основанных на проведении независимых измерений $T_{\text{я}}$, дающих возможность по известным аналитическим зависимостям определить эти параметры.

Рассмотрим метод дистанционного определения диэлектрической проницаемости, основанный на измерении радиояростных температур поверхности на горизонтальной поляризации при различных углах наблюдений.

Результаты измерений только на горизонтальной поляризации, согласно (1), (2), образуют следующую систему уравнений:

$$\frac{T_{\text{я}}(\theta_j)}{T_0} = 2 \frac{\cos \theta_j (\sqrt{\epsilon^* - \sin^2 \theta_j} + \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta_j})}{(\cos \theta_j + \sqrt{\epsilon^* - \sin^2 \theta_j})(\cos \theta_j + \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta_j})}, \quad (4)$$

где $j = 1, 2$; звездочка — знак сопряжения.

Если излучающая среда имеет малые потери, т. е. $\text{Re} \epsilon \gg \text{Im} \epsilon$, что справедливо для снежно-фирновых покрытий, то система (4) приобретает вид

$$\frac{T_{\text{я}}(\theta_j)}{T_0} = \frac{4 \cos \theta_j \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta_j}}{(\cos \theta_j + \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta_j})^2}. \quad (5)$$

Теперь для определения величины ϵ требуется всего два измерения. Пусть $\theta_2 = 0^0$, что соответствует измерению в надире. Тогда из формулы (5) легко получить

$$\frac{T_{\text{я}}(0)}{T_{\text{я}}(\theta_1)} = \frac{\sqrt{\epsilon} (\cos \theta_1 + \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta_1})^2}{(1 + \sqrt{\epsilon})^2 \cos \theta_1 \sqrt{\epsilon - \sin^2 \theta_1}} = k. \quad (6)$$

В результате предварительных теоретических и экспериментальных исследований в качестве θ_1 с целью обеспечения минимальной погрешности при определении k был выбран угол -45° .

С учетом сказанного выражение (6) приобретает вид

$$k = \frac{\sqrt{2} \sqrt{\epsilon} (\sqrt{2} \sqrt{\epsilon} - 0,5 + \epsilon)}{2(1 + \sqrt{\epsilon})^2 \sqrt{\epsilon} - 0,5} \quad (7)$$

В то же время комплексная диэлектрическая проницаемость снега определяется выражением Винера—Вагнера, согласно которому, сухой снег считается смесью сухого льда, воздуха и воды. Это соотношение для влажного снега имеет вид /3, 4/

$$\frac{\epsilon_{\text{см}} - 1}{\epsilon_{\text{см}} + u} = (1 - \delta_{\text{в}}) \frac{\rho_{\text{см}}}{\rho_{\text{л}}} \frac{\epsilon_{\text{л}} - 1}{\epsilon_{\text{л}} + u} + \delta_{\text{в}} \frac{\rho_{\text{см}}}{\rho_{\text{в}}} \frac{\epsilon_{\text{в}} - 1}{\epsilon_{\text{в}} + u}, \quad (8)$$

где $\epsilon_{\text{см}}$, $\epsilon_{\text{л}}$, $\epsilon_{\text{в}}$ — комплексные диэлектрические проницаемости; $\rho_{\text{см}}$, $\rho_{\text{л}}$, $\rho_{\text{в}}$ — плотности смеси льда и воды соответственно; $\delta_{\text{в}} = P_{\text{в}}/P_{\text{см}}$ — относительное значение весового содержания воды в смеси (влажность); u — параметр формы, характеризующий форму и ориентацию частиц. Для снега u изменяется от 2 до 10 /4/. На практике эту величину принимают равной двум, что соответствует сферической форме частиц и хорошо согласуется с имеющимися экспериментальными данными /6/.

Диэлектрическая проницаемость льда $\epsilon_{\text{л}}$ в СВЧ диапазоне не зависит от длины волны и температуры и равна 3,17 /6/. В сантиметровом диапазоне длин волн $\epsilon_{\text{в}} \approx 40(1 - i)$, поэтому выражение

ниже $\frac{\epsilon_{\text{в}} - 1}{\epsilon_{\text{в}} - u}$ в правой части соотношения (8) близко к единице.

Полагая

$\epsilon_{\text{л}} = 3,17$, $\rho_{\text{л}} = 0,917$ г/с м³, $\rho_{\text{в}} = 1$ г/с м³, $u = 2$, выражение (8) можно записать в виде

$$\frac{\epsilon_{\text{см}} - 1}{\epsilon_{\text{см}} + 2} = 0,548 \rho_{\text{см}} + 0,542 \delta_{\text{в}} \quad (9)$$

Таким образом, соотношения (7) и (9) через диэлектрическую проницаемость позволяют установить связь между интенсивностью радиотеплового излучения, измеряемого на двух углах, и плотностью и влажностью снежного покрытия. В дальнейшем их будем обозначать как ρ и δ . На рис. 1 приведена теоретическая зависимость отношения $T_{\text{я}}(0)/T_{\text{я}}(45^\circ)$ от плотности при различных значениях влажности. Из рисунка следует, что k линейно зависит от плотности и влажности снежного покрытия.

В случае если температура не остается постоянной по глубине, радиояростная температура (1) определяется выражением

$$T_{\text{я}} = (1 - |R|^2) \int_0^\infty T_0(z) \Gamma(z) \exp[-\int_0^z \Gamma(z') dz'] dz, \quad (10)$$

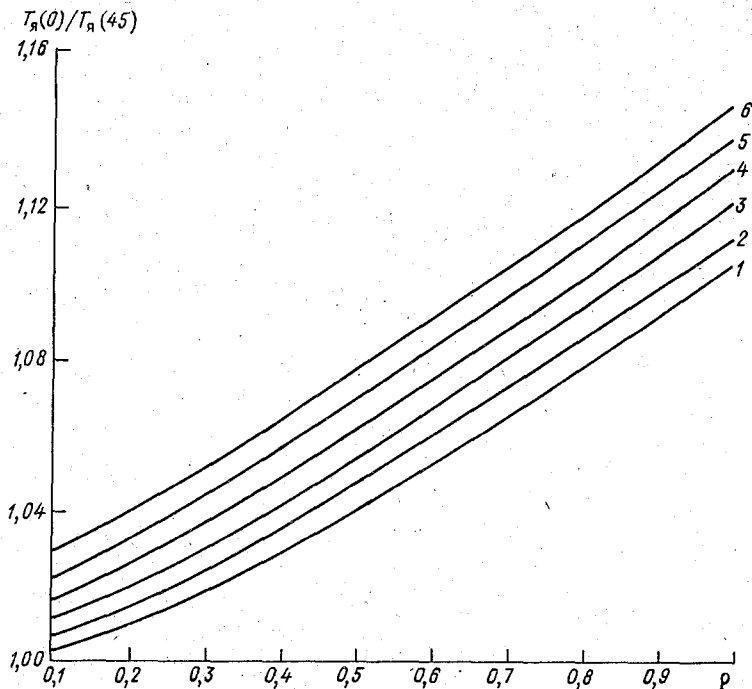


Рис. 1. Зависимость отношения радиояростных температур на двух углах наблюдений от плотности для различных значений влажности.

Кривая	1	2	3	4	5	6
δ	0,00	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25

где $T_0(z)$, $\Gamma(z)$ — распределения температуры и затухания соответственно.

В случае однородной, но многослойной среды, состоящей, например, из трех электрически однородных слоев с плоскими границами раздела, френелевский коэффициент отражения в формуле (1) определяется соотношением [4]

$$R = \frac{R_{21} + R_{32} \exp(-2ikh \sqrt{\epsilon_2 - \sin^2\theta})}{1 + R_{21} R_{32} \exp(-2ikh \sqrt{\epsilon_2 - \sin^2\theta})}, \quad (11)$$

где $R_{L,M}$ — френелевские коэффициенты отражения от границы слоев; h — толщина слоя с комплексной диэлектрической проницаемостью ϵ_2 , расположенного над слоем с комплексной диэлектрической проницаемостью ϵ_3 . Согласно выражению (11), френелевский коэффициент отражения осцилляционно зависит от толщины полупрозрачного слоя h . При $h = \text{const}$ R является осциллирующей функцией угла θ .

Наличие строгих аналитических зависимостей радиояростной температуры однородной слоистой среды от ее электрических свойств (см. формулы (1), (11)) позволяет путем достаточного числа неза-

исимых измерений получить необходимое число уравнений типа (4) и определить диэлектрическую проницаемость, толщину слоев и их температуру.

На первом этапе исследований методика определения плотности снежных покрытий основывалась на предположении однородности и изотермичности подстилающей поверхности, т. е. на соотношениях (1) — (9).

3. Измерительная аппаратура

Для измерения антенных температур подстилающих поверхностей использован радиометр модуляционного типа с диапазоном рабочих частот от 12,05 до 17,44 ГГц. Флуктуационный порог чувствительности при постоянной времени $\tau = 1$ с не превышает 1,2 К. Пределы измерения шумовой температуры — от 30 до $3 \cdot 10^5$ К, потребляемая мощность — 480 Вт. Работа радиометра возможна при четырех постоянных времени ($\tau = 0,25; 1; 4; 16$ с). Питание прибора осуществляется от источника переменного напряжения (220 ± 22) В и частотой ($50 \pm 0,5$) Гц. Общая масса прибора 60 кг.

Для работы при отрицательных температурах радиометр был помещен в специально изготовленный термостат, температура внутри которого во время измерений поддерживалась в пределах 25—30°C. Для транспортировки и передвижения в процессе работы термостат

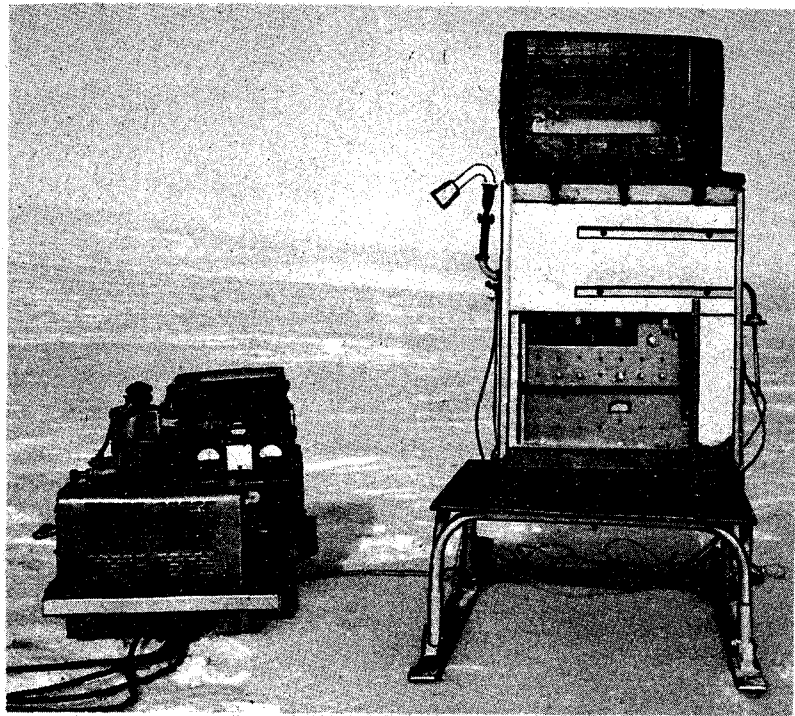


Рис. 2. Внешний вид радиометра (справа) и агрегата питания (слева).

с аппаратурой был установлен на сани. В качестве источника питания использовался бензиновый агрегат АБ-1. Значения измеряемой антенной температуры отображались в цифровой форме на индикаторе и одновременно выводились на самописец КСП-4.

Внешняя калибровка аппаратуры осуществлялась по источникам с известной термодинамической температурой, внутренняя калибровка производилась по температуре согласованной нагрузки. Внешний вид аппаратуры представлен на рис. 2.

4. Методика наблюдений

Наблюдения проводились как на естественных покрытиях, где антропогенное влияние практически отсутствует, так и на искусственно уплотненных, включая ВПП и перрон аэродрома, а также на участках дорог в районе полевой базы „Гора Вечерняя“.

Методика наблюдений выбиралась в зависимости от участка местности и совершенствовалась в процессе измерений. Порядок работы на ВПП был следующим. Первоначально осуществлялась калибровка прибора. Затем в режиме непрерывного движения производились измерения радиотеплового сигнала от поверхности вдоль выбранного направления на угле $\theta = 45^\circ$. Сигнал радиометра отображался на ленте самописца и цифровом индикаторе. По ходу движения точки, где наблюдалось аномальное изменение сигнала, и отдельные точки, где сигнал оставался на уровне фона, отмечались флажками. Через каждые 100 м движения осуществлялась калибровка прибора.

Радиометрическое определение плотности осуществлялось при горизонтальной поляризации принимаемого излучения.

Измерения в режиме непрерывного движения проводились, как правило, на частоте $\nu = 12,05$ ГГц ($\lambda = 2,49$ см), при которой толщина скин-слоя, дающего основной вклад в принимаемое прибором излучение, была максимальной (50—60 см). При обратном проходе по профилю в отмеченных характерных точках проводились измерения радиотеплового сигнала снежной среды на двух углах наблюдений: $\theta_1 = 45^\circ$ и $\theta_2 = 0^\circ$. В этих же точках брались керны до глубины 50—60 см для определения плотности и структурных характеристик снега, а также послойно проводилась пенетрация для определения прочности снега на сжатие.

Для сравнения аналогичный цикл наблюдений проводился и на естественном снежном покрове за пределами ВПП.

В период наблюдений измерялись температура воздуха и поверхности, а также распределение температуры в метровом слое естественного снега и на ВПП.

В процессе экспериментальных исследований на участках дорог в районе полевой базы „Гора Вечерняя“ основной задачей было обнаружение с помощью прибора радиояркого контраста между обочинами и полотном дороги. Поэтому при наблюдениях профили выбирались таким образом, чтобы захватить дорогу и обе обочины. Измерения проводились как в режиме непрерывного движения, так

и в дискретно выбранных точках. Все результаты измерений зарегистрированы в журнале наблюдений и на ленте самописца.

Первичная обработка результатов измерений радиотеплового излучения снежной среды проводилась на основе соотношений (1)—(9). Значения плотности, определенные по данным радиометра, сравнивались со значениями, полученными по керну традиционным весовым способом.

5. Экспериментальные исследования и анализ полученных результатов

В результате предварительных исследований было установлено, что прибор надежно измеряет антенную температуру покрытий во всех диапазонах рабочих частот. Полученные значения радиояркости температур для льда и скальных пород хорошо согласуются с известными литературными данными. Измеренные антенные температуры снега оказались по значениям в условиях Антарктиды заметно ниже, чем для территории СССР (2, 4/ и др.).

Проведенные экспериментальные исследования в период 34 САЭ относятся к разным погодным условиям и различному времени суток.

Измерения на ВПП проводились в светлое время суток при температуре воздуха от 0 до -30°C . На рис. 3 в качестве примера представлен фрагмент регистрации радиотеплового сигнала поверхности T_a на ленте самописца между 12 и 15 пикетами при продольном и поперечном пересечении ВПП (нижняя часть рисунка) и в районе 15 пикета при поперечном пересечении ВПП 9 сентября 1988 г. Расстояние между соседними пикетами составляло 100 м, ширина ВПП — 60 м. В правой части рисунка находятся калибровочные сигналы T_n и T_0 , в левой части — сигнал от поверхности T_a . Из рисунка видно, что на взлетной полосе радиотеплолокационный сигнал претерпевает слабые изменения, которые выделяются на фоне шумов. Антенный контраст между ВПП и обочинами составляет более 20 К и хорошо выделяется на ленте самописца в процессе поперечного пересечения полосы. Из приведенного фрагмента следует, что регистрируемый тепловой сигнал зависит от физических свойств подстилающей поверхности. Вид зависимости будет ясн из анализа полученных результатов.

Из-за ослабления в антенно-волноводном тракте, составляющее приблизительно 1,5 дБ, было скомпенсировано при калибровке радиометра, отношение измеряемых антенных температур $T_a(0)/T_a(45)$ близко к отношению радиояркости температур $T_{я}(0)/T_{я}(45)$, что позволило использовать рис. 1 для определения плотности снежного покрытия дистанционным путем.

Для наблюдений при температуре окружающей среды ниже -10°C предполагалось, что влажность покрытия равна нулю. Полученные в этих условиях дистанционным путем значения плотностей при сравнении с истинными значениями плотности по керну позволили оценить точность определения этой величины. Оказалось, что с помощью используемого прибора и методики, основанной на

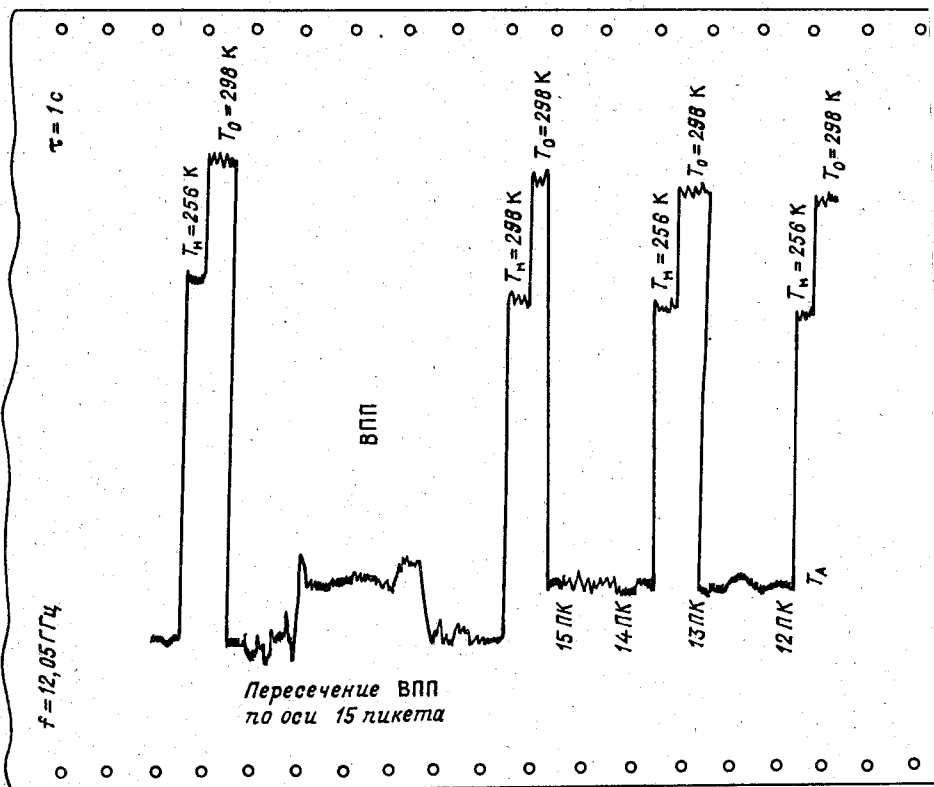


Рис. 3. Фрагмент регистрации радиотеплового сигнала снежного покрытия T_a на ленте самописца (9 августа 1989 г.).

однородности и изотропности исследуемой среды, можно определить плотность с относительной погрешностью 20—30 % в интервале плотностей от 0,30 до 0,90 г/см³. При контроле же состояния ВПП требуемая точность, согласно инструкции эксплуатации аэродрома, составляет 0,05 г/см³. Следовательно, требуются измерения указанной величины с относительной погрешностью не больше 10 %. На данном этапе существующий прибор и разработанная методика не позволяет проводить количественные измерения плотности с требуемой точностью.

Дальнейший анализ экспериментальных результатов, полученных на ВПП и за ее пределами, сводился к установлению взаимосвязи между характеристиками радиотеплового излучения и физическими характеристиками покрытия. На рис. 4 представлен пример обработанных результатов радиометрических измерений и средних значе-

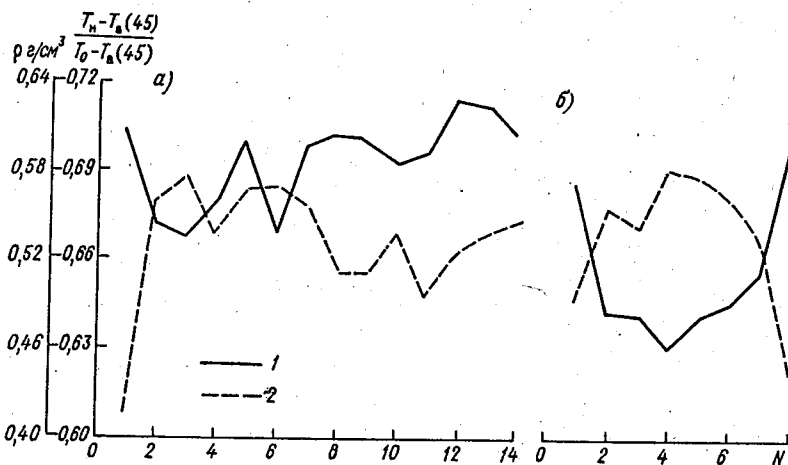


Рис. 4. Результаты экспериментальных измерений радиотеплового сигнала $\frac{T_n - T_a(45)}{T_0 - T_a(45)}$ (1) и плотности ρ (2).
 а — 31 мая 1989 г., $T_{\text{воз}} = 21$ °С; б — 11 июня 1989 г., $T_{\text{воз}} = 17$ °С.

ний плотности, определенных по керну в различные дни наблюдений. По оси ординат отложены значения величины $\frac{T_a - T_n}{T_a - T_0}$, определенные по ленте самописца (см. рис. 3), и истинные средние значения плотности в 40—50-сантиметровом слое, а по оси абсцисс — номер точки наблюдений на выбранном направлении. Точки со значениями плотности менее $0,45 \text{ г/см}^3$ соответствуют измерениям за пределами ВПП.

Из рисунка следует, что в целом между значениями плотности и выбранными характеристиками радиотеплового сигнала существует обратная зависимость. Характер корреляционной связи между этими величинами за разные дни наблюдений представлен на рис. 5. Из рисунка видно, что для отдельных дней наблюдений зависимость между $\frac{T_a - T_n}{T_a - T_0}$ и ρ носит линейный характер, однако вид зависимости меняется день ото дня и не объясняется полностью значениями температуры окружающего воздуха.

Для того чтобы установить, от чего зависит характер изменения связи между $\frac{T_a - T_n}{T_a - T_0}$ и ρ , были проведены расчеты величины

$H = c \rho \Delta t$, называемой энтальпией, где c — удельная теплоемкость снега, Δt — разность температур между нулевыми и истинным значением температуры среды. Значения H были рассчитаны послойно в каждом 10-сантиметровом слое на глубину 40—60 см. Зависимость удельной теплоемкости от температуры, согласно [7], имела вид

$$c = 0,5057 + 0,001863 \cdot t.$$

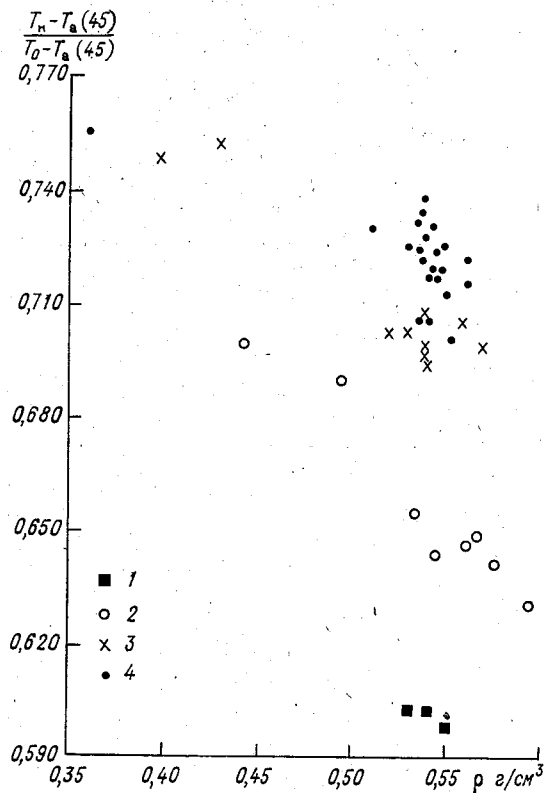


Рис. 5. Корреляционная зависимость между величиной сигнала радиометра $\frac{T_n - T_a(45)}{T_0 - T_a(45)}$ и плотностью снежного покрова ρ в разные дни наблюдений.
 1 — 14 мая; 2 — 11 июня; 3 — 9 августа; 4 — 2 сентября 1989 г.

На рис. 6 представлена зависимость радиотеплового сигнала от энтальпии в слое толщиной 10, 20, 30 и 40 см в разные дни наблюдений. Из рисунка видно, что для всех слоев характер зависимости линейный, причем точки за различные дни наблюдений с учетом погрешности измерений ложатся на соответствующую прямую. Отсюда следует, что различие между прямыми в разные дни наблюдений на рис. 5 объясняются неодинаковым распределением температуры по глубине в толще исследуемой подстилающей среды.

На рис. 7 представлена зависимость от средней плотности еще одной радиотеплолокационной характеристики отношения антенной температуры при $\theta = 45^\circ$ к температуре нагрузки T_a/T_n в разные дни наблюдений. Температура нагрузки близка к температуре окружающего воздуха в кельвинах. Вид зависимости также можно считать прямолинейным. Однако следует отметить, что 9 августа 1989 г. измерения проводились со стабилизацией напряжения, что

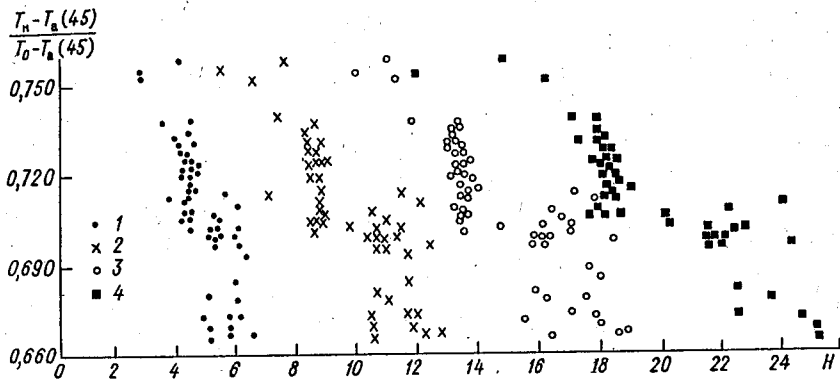


Рис. 6. Зависимость радиотеплового сигнала от энтальпии в слое толщиной 10 см (1), 20 см (2), 30 см (3), 40 см (4).

позволило уменьшить разброс в значениях радиотеплового сигнала по отношению к данным измерений 24 июля 1989 г. Результаты измерений T_a/T_H для различных серий наблюдений не ложатся на одну кривую. Как и на рис. 5, сдвиг между прямыми можно объяснить неодинаковым по глубине распределением температуры в разные дни наблюдений. Этот факт, как и на рис. 6, подтверждают зависимости величины T_a/T_H от энтальпии. По-видимому, для нахождения единой корреляционной связи между плотностью и радиотеплокационным сигналом, независимо от условий наблюдений, последний необходимо пронормировать на величину эффективной

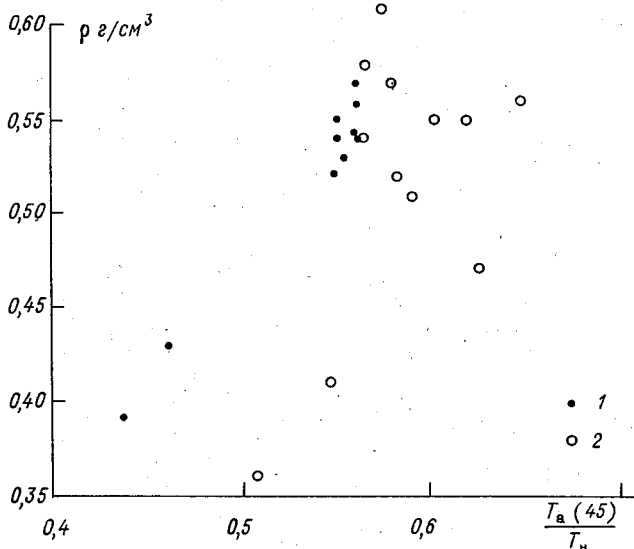


Рис. 7. Корреляционная зависимость между величиной сигнала радиометра $T_a(45)/T_n$ и плотностью снежного покрова ρ . 1 — 24 июля, 2 — 9 августа 1989 г.

термодинамической температуры снежного покрытия. В дальнейшем предполагается провести такой анализ.

Из анализа корреляционных зависимостей характеристик радиотеплового излучения от плотности видно, что существует хорошая корреляционная связь в пределах одного срока измерений. В связи с этим для каждого дня наблюдений были построены графики, характеризующие отклонения радиотеплового сигнала от фонового (ΔT_a) в зависимости от изменения плотности ($\Delta \rho$). Типичный гра-

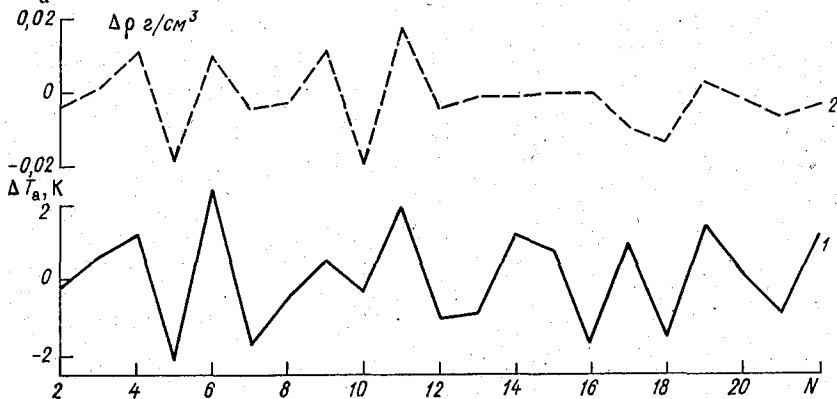


Рис. 8. Отклонение радиотеплового сигнала ΔT_a (1) и плотности $\Delta \rho$ (2) от их фоновых характеристик 2 сентября 1989 г.

фик за 2 сентября 1989 г. представлен на рис. 8. Из рисунка видно, что в целом изменениям плотности соответствуют аналогичные изменения сигнала. Исключение составляют точки 14, 15, 16, 17, где средняя плотность не менялась, в то время как антенная температура претерпевала изменения. Это можно объяснить отчасти резким изменением плотности в точках по слоям (точки 14 и 16). В точке 14 под более плотным 10-сантиметровым слоем лежит менее плотный слой, в точке 16 — наоборот. Безусловно, оказывает влияние и то, что пространственный объем среды, откуда принимается радиотепловой сигнал, и берется kern, полностью не совпадают.

Таким образом, проведенный анализ полученных экспериментальных результатов позволяет сделать вывод о том, что с помощью существующего радиометрического прибора возможно осуществление качественного контроля плотностных характеристик ВПП.

Следующим направлением работ было установление существования радиояркого контраста между полотном и обочинами дорог. Предварительные исследования на участках дорог в районе полевой базы „Гора Вечерняя” в сезон 34 САЭ выявили существование такого контраста при разных погодных условиях во всем частотном диапазоне радиометра. Минимальное зафиксированное его значение составило 10 К, максимальное — 35 К.

Наблюдения в этом направлении продолжались и в период зимовки 34 САЭ. Пример регистрации радиотеплового сигнала на ленте самописца при пересечении полотна дороги с обочинами пред-

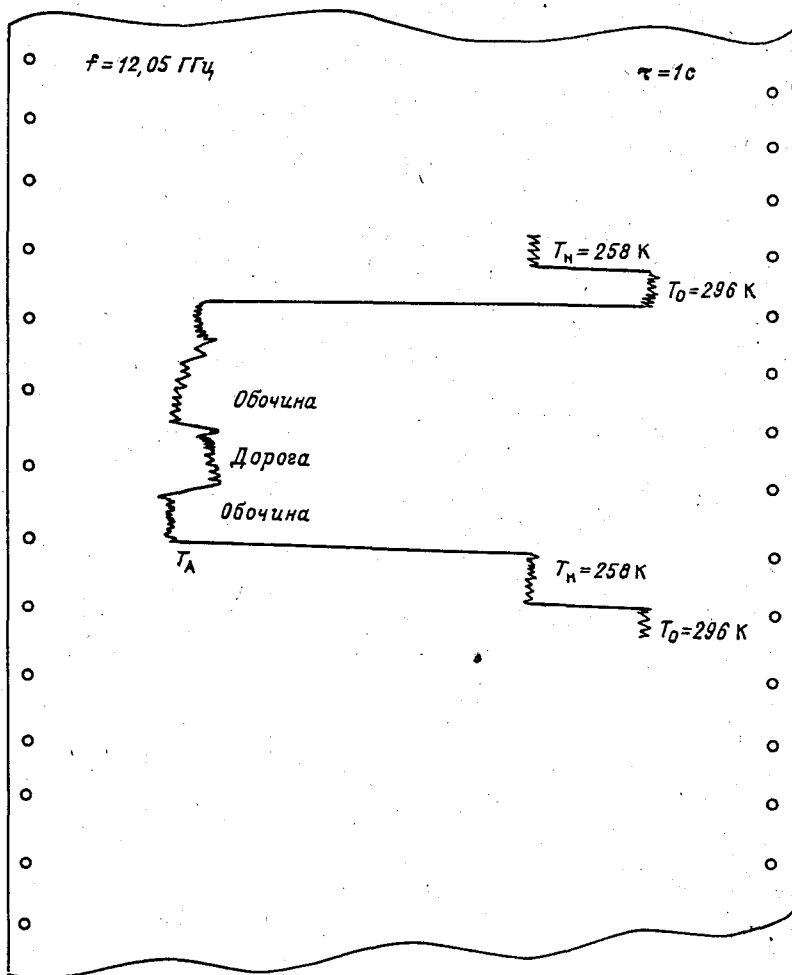


Рис. 9. Фрагмент регистрации радиотеплового сигнала на ленте самописца T_a при пересечении полотна дороги с обочинами (29 сентября 1989 г.).

ставлен на рис. 9. Измерения проведены на горизонтальной поляризации при $\theta = 45^\circ$ и $\nu = 12,05$ ГГц.

Как видно из рисунка, измерения в режиме непрерывного движения позволили установить, что радиояростный контраст существует между полотном дороги и обочинами в непосредственной близости от полотна на расстоянии 1—1,5 м. При дальнейшем движении за обочину сигнал может изменяться произвольным образом в зависимости от состояния естественного покрытия.

Многочисленные измерения на участках дорог в районе полевой базы „Гора Вечерняя“ в зимний период позволяют констатировать некоторое уменьшение радиояростного контраста. Минимальное зафиксированное значение составляет 5—7 К на частоте

$\nu = 12,05$ Гц. Тем не менее контраст регистрируется надежно прибором и в зимних условиях.

Проведенные исследования на участках дорог в районе полевой базы „Гора Вечерняя“ позволяют сделать вывод о наличии радиояркого контраста в различных погодных условиях. Следовательно, существует принципиальная возможность использования радиометра, установленного на транспортном средстве, для ориентации при движении в условиях плохой видимости.

6. Выводы

1. Анализ полученных экспериментальных результатов позволяет сделать вывод о том, что с помощью существующего радиометрического прибора возможно осуществление качественного контроля плотностных характеристик взлетно-посадочной полосы снежного аэродрома в условиях Антарктиды.

2. С помощью прибора возможно количественное определение плотности снежного покрытия с относительной погрешностью 20—30 %, что является недостаточным с точки зрения эксплуатации снежных аэродромов. Поэтому для радиометрического определения плотности снежного покрова с требуемой точностью необходимо расширение частотного диапазона прибора в область низких и высоких частот, повышение стабильности источника питания. В научно-методическом плане необходимо совершенствование методики измерений на основе модельных расчетов характеристик радиотеплового излучения многослойных неоднородных искусственно уплотненных снежных покрытий, правильного выбора оптимального частотного измерительного диапазона.

3. Важным результатом, имеющим практическое значение в условиях Антарктиды, является установление существования радиояркого контраста между обочинами и полотном дороги в различных погодных условиях, что позволяет использовать радиометр, установленный на транспортное средство, для ориентации при движении в условиях плохой видимости.

4. Полученные экспериментальные результаты представляют самостоятельный научный интерес.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арманд Н. А., Башаринов А. Е., Шутко А. М. Исследование природной среды радиофизическими методами. — Изв. Вузов, сер. радиофизика, 1977, т. 20, № 6, с. 809—841.
2. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974. 188 с.
3. Белич Р. Б. Расчет излучательной способности ледяного и снежного покровов в СВЧ диапазоне. — Труды ГосНИЦИПР, 1984, вып. 18, с. 91—102.
4. Богородский В. В., Козлов А. И. Микроволновая радиометрия земных покровов. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. 272 с.
5. Богородский В. В., Козлов А. И., Тучков Л. Т. Радиотепловое излучение земных покровов. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 224 с.
6. Богородский В. В., Чарльз Р. Бентли, Прэбен Гудмандсен. Радиогляциология. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 312 с.
7. Долов М. А., Халкечев В. А. Физика снега и динамика снежных лавин. — Труды ВГИ, 1972, вып. 23. — 327 с.

РАДИОФИЗИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ В УСЛОВИЯХ АНТАРКТИДЫ

С момента установки метеорологического радиолокатора (МРЛ) в Антарктиде в районе АМЦ Молодежная проводятся регулярные наблюдения за облачностью и зонами твердых осадков. Основной целью этих наблюдений является радиометеорологическое обеспечение полетов авиации и сбор данных о состоянии атмосферы для дальнейшего научного-методического исследования облачности и связанных с ней опасных явлений (в частности, снегопадов) /1/.

После установки на МРЛ в 1985 г. радиометра с $\lambda = 3,2$ см появилась возможность принимать собственное тепловое излучение атмосферы, несущее информацию о наличии в облачности жидкокапельной влаги. Это особенно ценно в условиях Антарктиды. Таким образом, расширение функциональных возможностей МРЛ с привлечением других видов метеоинформации (данных аэрологии, ИСЗ и т. д.) позволяет проводить комплексные исследования характеристик облачности и осадков.

Результаты таких исследований представляются в настоящей работе на примере наблюдений, имевших место при прохождении циклона над АМЦ Молодежная 27—28 ноября 1988 г. Метеорологическая ситуация состояла в следующем. С утра 27 ноября наблюдалось понижение давления и ухудшение погоды, выразившееся в образовании облачности и уменьшении дальности видимости. По данным синоптиков, погода определялась юго-западной периферией циклона с центром в точке 64° ю. ш., 60° в. д. Давление в центре циклона составляло 975 гПа. Наблюдения на МРЛ в 10 ч по местному времени зафиксировали наличие радиоэха кучевой облачности (РКО) в дальней зоне до 180 км с максимальной отражаемостью $\lg Z = 0,8$. В ближней зоне радиоэхо отсутствовало. К 14 ч 00 мин расстояние до него уже составляло 68 км, а отражаемость возросла до $\lg Z = 1,1$. На снимках ИСЗ ТВ (за это же время) наблюдалась слабая облачность, через которую просматривалась подстилающая поверхность. Отдельные ячейки облачности не отмечались, поскольку были меньше разрешающей способности ТВ аппаратуры спутника. На 17 ч 00 мин расстояние до РКО сократилось до 42 км, т. е. скорость перемещения в направлении материка составляла 8—10 км/ч. Отражаемость по прежнему увеличивалась: $\lg Z = 1,3$. Было отмечено наличие осадков по ИДВ.

Однако при совместных наблюдениях с радиометром тепловой сигнал от отдельных ячеек был еще не четко различим на фоне шумов безоблачной атмосферы. Отдельные ячейки кучевой облачности надежно начали выделяться радиометром в 23 ч 00 мин. Совместные радиофизические измерения характеристик облачности продолжались до 2 ч 00 мин 28 ноября 1988 г. По данным с ИСЗ (ИК) за первый и второй виток (23 ч 09 мин и 0 ч 49 мин по московскому времени) наблюдалась облачность, характерная для нижнего и среднего ярусов. За интервал времени между витками

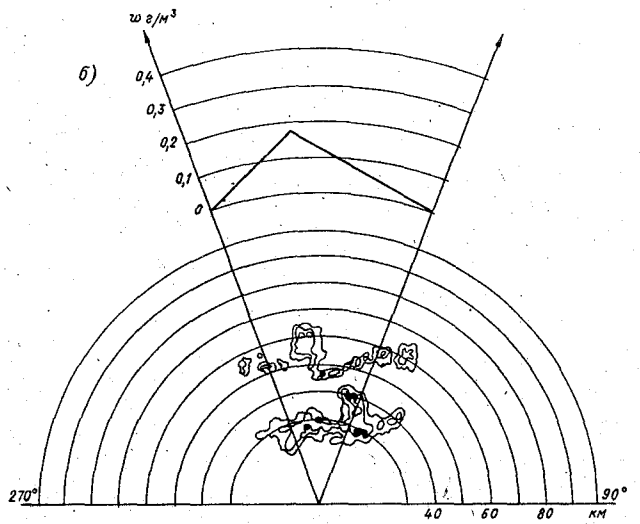
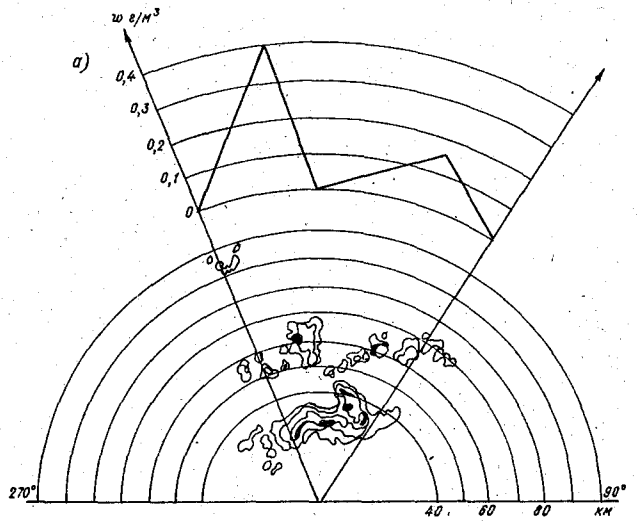
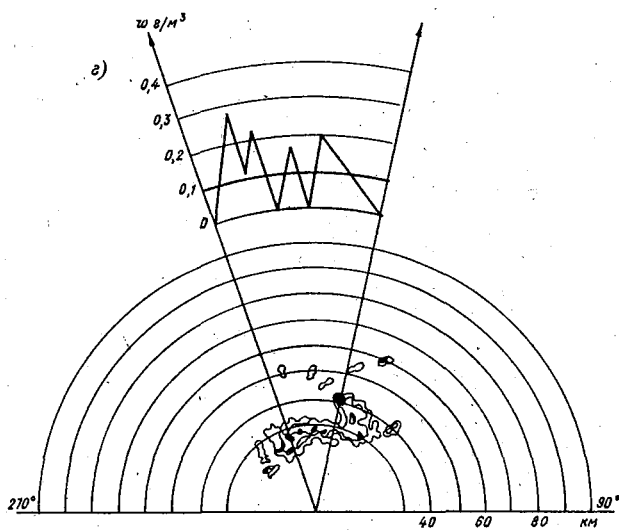
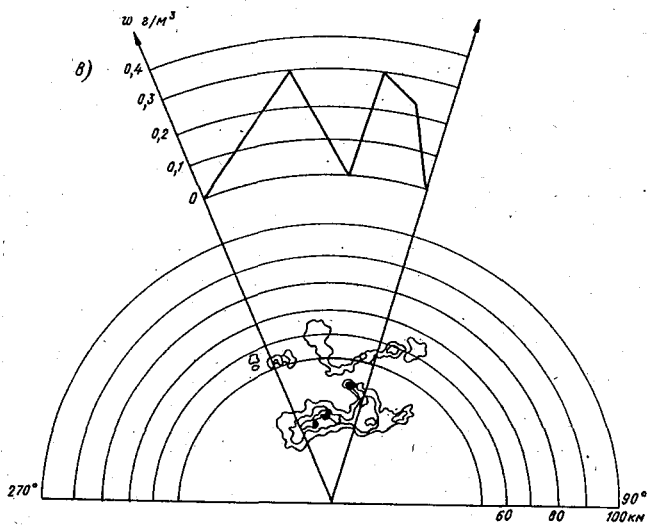


Рис. 1. Радиофизические характеристики конвективной облачности

Рис. 1. . . . а 6
 во. 1 1,5



при разных углах места β 28 ноября 1988 г.

в Г
2 2,5

спутника радиоэхо на экране МРЛ увеличилось по площади. В этот момент проводились азимутальные и вертикальные разрезы облачности и выделялись зоны максимальной отражаемости, затем при тех же углах места антенны ($\beta = 1; 1,5; 2; 2,5^\circ$) выполнялись радиотеплокационные измерения характеристик облачности в азимутальном направлении.

При вертикальных разрезах определились высоты верхней и нижней границ облачности, наличие и интенсивность осадков. Вся информация регистрировалась на киноленту.

С помощью радиометра измерялось радиотепловое излучение облачности, несущее информацию о содержании жидкокапельной влаги в облаках.

Результаты совместных наблюдений при различных β за интервал времени с 1 ч 00 мин до 2 ч 00 мин 28 ноября 1988 г. представлены на рис. 1—4. В нижней части каждого рисунка контурами изображены зоны радиоэха, наблюдавшегося на экране ИКО при введении в приемный тракт РЛС затухания с дискретностью 12 дБ. Так, первый контур соответствует затуханию 0 дБ, второй — 12 дБ, третий — 24 дБ, четвертый — 36 дБ (заштрихован).

В верхней части рисунков приведен сигнал радиометра, пересчитанный в среднюю водность w (г/см^3) в зависимости от азимутального положения антенны РЛС /2/.

Рис. 1 а соответствует зондированию на угле места $\beta = 1^\circ$ за интервал времени $\Delta t = 5$ мин в секторе $340-30^\circ$. Сигнал от радиометра имеет два ярко выраженных максимума на азимутах $\alpha = 354^\circ$ и $\alpha = 20^\circ$. Эти максимумы четко отождествляются с двумя ячейками облачности, находящимися на удалении 60 км от МРЛ на высоте около 1 км над уровнем моря. Логарифм отражаемости составляет 1,1. Вклад отдельных ячеек в тепловой сигнал на удалении до 40 км незначителен, хотя логарифм максимальной отражаемости равен 1,3. Этот факт можно объяснить тем, что конвективные ячейки на удалении 60 км обладают хотя и меньшей отражаемостью, но большей водностью по сравнению с конвективными ячейками в ближней зоне, поскольку находятся над чистой водой. Зона припая по спутниковым данным и данным МРЛ в это время проходит на удалении 60—70 км.

Значение водности $0,4 \text{ г/см}^3$ возможно несколько завышено, поскольку при $\beta = 1^\circ$ в тепловой сигнал могли дать вклад осадки, выпадавшие в ближней зоне действия радиолокатора.

Аналогичная картина наблюдается и на рис. 1 б ($\beta = 1,5^\circ$). Максимум водности дает ячейка, находящаяся на удалении 60 км ($\lg Z = 0,9$) по азимуту $\alpha = 355,5^\circ$.

Картина меняется при наблюдении на угле $\beta = 2^\circ$ (рис. 1 в). На удалении 60 км в луч радиолокатора попадает верхняя часть облачности на высоте 3 км над уровнем моря, которая не вносит заметного вклада в радиотепловой сигнал, измеряемый на радиометре. В этом случае радиотепловой сигнал вероятнее всего следует отождествить с конвективными ячейками, находящимися на удалении 30—40 км на высоте 1 и 1,5 км над уровнем моря.

При угле места антенны $\beta = 2,5^\circ$ (рис. 1 г) на радиометре измеряется сигнал от отдельных ячеек на удалении 25—30 км на вы-

оте 1—2 км над уровнем моря. Вклад облачных образований на больших удалениях не заметен на фоне шумов атмосферы.

Анализируя радиолокационные характеристики облачности в период наблюдений, следует отметить, что нижняя граница облачности простиралась до поверхности Земли, что указывает на наличие выпадающих осадков, высота верхней границы составляла 3,5 км. Логарифм максимальной отражаемости колебался от 0,8 до 1,1 в зависимости от угла места β . По данным радиозондирования профиль температуры во время наблюдений изменялся по высоте от $-6,3^{\circ}\text{C}$ на уровне моря до $-23,5^{\circ}\text{C}$ на уровне 3,6 км. Тем не менее радиометрические данные на рис. 1—4 свидетельствуют о наличии жидкокапельной влаги в облаках, что возможно, поскольку влажностное содержание облачности, сформировавшейся над океаном, достаточно велико даже при низких температурах. В данном случае наличие влаги было обнаружено в отдельных ячейках облачности на высотах 1—2 км над уровнем моря.

Наличие жидкокапельной влаги в облаках при низких температурах при значениях влажности более $0,05 \text{ г/см}^3$ /3/ может приводить к обледенению самолетов, что является немаловажным фактом при обслуживании полетов самолетов в условиях Антарктиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Радиолокационная метеорология. Материалы Методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран. — Л.: Гидрометеиздат, 1987. — 200 с.
2. Тарабукин И. А. Разработка и исследование пассивно-активного радиолокационного метода определения средней влажности переохлажденных зон облаков с целью предупреждения возможного обледенения самолетов. — Автореф. канд. дис., 1986. — 136 с.
3. Абрамович К. Г., Васильева Г. В., Прохорова В. М. О прогнозе количественных характеристик обледенения самолетов. — Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 176, с. 76—85.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ АТМОСФЕРЫ НА РАДИОТЕПЛОВОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Применение микроволнового зондирования в целях контроля состояния подстилающей поверхности, ее температуры, влагозапаса и т. д. связано с необходимостью учета искажающего влияния объема атмосферы, ограниченного диаграммой направленности антенны радиометра. Наличие в атмосфере поглощающих и рассеивающих компонент приводит как к искажению абсолютных значений радиоярких температур объектов, так и к уменьшению наблюдаемых радиотепловых контрастов. Последнее обстоятельство может явиться серьезным препятствием при решении задач, связанных с использованием сведений о контурах наблюдаемых объектов.

Поскольку искажающее влияние атмосферы в значительной мере определяется облаками и осадками, представляется важным исследовать влияние их форм и параметров на результаты радиотепловых измерений. При проведении исследований нами решались две основные задачи. Первая из них касалась анализа влияния различных видов облачности на степень искажения радиояркой температуры подстилающей поверхности. Вторая задача была связана с изучением условий, при которых происходит нивелирование контрастов между некоторыми видами подстилающей поверхности, наблюдаемыми через слой атмосферы.

Для проведения исследований был использован метод математического моделирования, так как многообразие состояний атмосферы, отличающейся значительной временной и пространственной неоднородностью, затрудняет выполнение детальных экспериментальных работ.

В основу модели, описывающей радиотепловое излучение (РТИ) системы подстилающая поверхность — атмосфера, были положены известные [1] соотношения

$$T_{\text{я}} = T_{\text{п.п}} + T_{\text{а}} + T_{\text{отр}}, \quad (1)$$

$$T_{\text{п.п}} = (1 - R_{\lambda}) T_0 \exp \left\{ - \frac{\tau_{\lambda}(z')}{\cos \theta} \right\}, \quad (2)$$

$$T_{\text{а}} = \int_0^{\delta_{\lambda}(z)} T(z') \exp \left\{ - \frac{\tau_{\lambda}(z) - \tau_{\lambda}(z')}{\cos \theta} \right\} \frac{d\tau_{\lambda}(z')}{\cos \theta}, \quad (3)$$

$$T_{\text{отр}} = R_{\lambda} \exp \left\{ - \frac{\tau_{\lambda}(z)}{\cos \theta} \right\} \int_0^{\tau_{\infty}} T(z') \exp \left\{ - \frac{\tau_{\lambda}(z')}{\cos \theta} \right\} \frac{d\tau_{\lambda}(z')}{\cos \theta}, \quad (4)$$

де T_0 — термодинамическая температура подстилающей поверхности; R_λ — коэффициент отражения; θ — угол визирования; $T(z')$ — термодинамическая температура воздуха на высоте z' ; $\tau_\lambda(z)$ — интегральный коэффициент ослабления за счет поглощения и рассеяния в атмосфере. Он определяется с помощью выражений следующего вида:

$$\tau_\lambda(z) = \tau_{\lambda,p}(z) + \tau_{\lambda,n}(z), \quad (5)$$

$$\tau_{\lambda,p}(z) = \int_0^z \gamma_{\lambda,p}(z') dz', \quad (6)$$

$$\tau_{\lambda,n}(z) = \int_0^z \gamma_{\lambda,n}(z') dz', \quad (7)$$

$$\gamma_{\lambda,n}(z') = \gamma_{H_2O} + \gamma_{O_2} + \gamma_d + \gamma_{обл}, \quad (8)$$

де $\tau_{\lambda,p}(z)$ — интегральный коэффициент рассеяния в дожде, наблюдаемый в слое $[0, z]$; $\tau_{\lambda,n}(z)$ — интегральный коэффициент поглощения в слое атмосферы толщиной z ; γ_{H_2O} , γ_{O_2} , $\gamma_{обл}$, γ_d — погонные коэффициенты поглощения водяным паром, кислородом, облаками и жидкими осадками на высоте z' ; $\gamma_{\lambda,p}$ — погонный коэффициент рассеяния в дожде на высоте z' .

Процессы поглощения и рассеяния РТИ в атмосфере достаточно хорошо изучены. Расчетные формулы для погонных коэффициентов, входящих в выражения (7) и (8), приведены, например, в /2, 3/. Их применение позволяет достаточно полно описать влияние осадков, кислорода и водяного пара. Несколько сложнее обстоит дело с облаками, которые обычно отличаются достаточно сложной структурой. Температура и влажность облака, его фазовое состояние и распределение капель по размерам могут изменяться с высотой и по горизонтали по сложным законам, плохо поддающимся математическому описанию. Поэтому нами на первом этапе исследования было использовано упрощенное представление облака, которое считалось сплошным (без разрывов) с постоянными влажностью и градиентом температуры по всему объему. Кроме того, в расчетных выражениях не учитывался спектр капель.

При проведении численных экспериментов по оценке искажений абсолютных значений РТИ были рассмотрены наиболее распространенные типы облачных систем, связанные с типовыми синоптическими ситуациями. Основные сведения об этих системах приведены в табл. 1, в которой использованы следующие обозначения: h — высота нижней границы облачного слоя (км); Δh — его мощность (км); γ_1 , γ_2 , γ_3 — вертикальные градиенты температуры воздуха ниже, внутри и выше облачного слоя ($^{\circ}\text{C}/\text{км}$); ω — влажность облака ($\text{г}/\text{м}^3$); W — водозапас ($\text{г}/\text{м}^2$); I — интенсивность жидких осадков ($\text{мм}/\text{ч}$).

Вариант	Синоптическая ситуация	Форма облаков	Исходные данные				
			h	Δh	ω	W	I
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Теплый сектор циклона (зима)	St	0,4	0,3	0,3	90	
2	Теплый сектор циклона (лето)	Cu hum.	1,6	1,4	0,3	420	
3	Периферия антициклона	Sc	1,1	0,2	0,2	40	
4	Холодный фронт I рода	Sc	0,6	0,1	0,3	80	
5	Ложбина с теплым фронтом	Ac	2,8	0,5	0,1	810	
		St fr.	0,4	0,3	0,3		
6	То же	As	2,0	3,7	0,2	480	0,2
		Ns	0,4	2,4	0,2		
7	—" —	Ns	0,4	1,3	0,3	490	0,1
		As	3,9	0,5	0,2		
		Ns	0,9	1,1	0,3		
8	—" —	As	3,0	0,3	0,3	450	10
		Cs	5,0	0,3	0,1		
		Cb	1,2	3,1	1,5		
9	—" —	Cb	1,2	3,1	1,5	4650	0,4
		Cb	1,3	3,3	3,0		
10	Холодный фронт II рода	Cb	1,3	3,3	3,0	9900	0,43
11	Вторичный	Ac	2,9	0,3	0,1	30	
12	холодный фронт	Cu hum.	0,6	0,4	0,3	120	
13	То же	As	1,9	0,3	0,2	60	0,1
		Ns	0,3	2,4	0,2		
14	—" —	As	2,8	0,3	0,1	5040	0,25
15	Фронт окклюзии по типу ХФ	Frnb	0,6	0,2	0,2		
16	То же	Cb	1,0	2,5	2,0	220	
		St	0,7	0,3	0,2		
		As	1,5	0,5	0,2		
17	—" —	Cs	4,0	0,6	0,1	3360	0,4
		Cb	0,8	2,8	1,2		
		St fr.	0,4	0,4	0,2		
18	Фронт окклюзии по типу ТФ	As	3,0	0,2	0,3	140	0,2
		Ns	0,9	4,6	0,2		
19	То же	Ns	0,9	4,6	0,2	940	0,6
20	—" —	Sc	0,4	0,4	0,3	120	

Наряду с характеристиками облачных систем, в модели используются также сведения о давлении и влажности. Аппроксимация атмосферного давления осуществлялась с помощью барометрической формулы реальной атмосферы /4/. Для описания влажности использовалось стандартное распределение /4/, причем относительная влажность у поверхности считалась равной 98 % при наличии осадков и 65 % при их отсутствии. Во всех случаях рассматривалось прохождение РТИ с длиной волны 0,8 см через слой атмосферы 5 км при угле визирования 8° . Источником излучения служила почва влажностью 6,4 % с экспериментально полученным коэффициентом излучения $\chi = 0,947$ /5/ и радиояркостной температурой 265 К.

Таблица 1

подстилающей поверхности

			Результаты расчетов			
γ_1	γ_2	γ_3	$T_{п.п}$	T_a	$T_{отр}$	$T_я$
9	10	11	12	13	14	15
-8,1	-7,5	10	244,0	23,1	1,4	268,5
-8,2	-5,1	-4,6	217,5	48,5	2,2	268,2
-7,0	-6,8	12,5	247,6	19,3	1,0	266,9
-7,0	-6,8	-7,3	229,7	35,9	1,8	267,4
-7,3	-7,1	-1,8				
-5,1	-4,9	-4,7	200,1	65,5	2,5	267,1
-4,7	-4,4	-3,8				
-5,1	-4,9	-0,3	213,6	53,2	2,4	269,2
-5,1	-4,9	-5,9	227,8	38,8	1,9	268,5
-5,9	-6,7	-5,4				
-7,1	-5,3	-6,5				
-6,5	-3,5	-7,5	93,8	121,0	2,5	217,3
-7,5	-1,0	-4,0				
-9,2	-7,1	-5,1	104,1	156,8	3,4	264,3
-9,6	-8,8	-7,5	3,6	235,7	0,2	239,5
-7,3	-7,1	-1,8	246,4	19,5	1,0	266,9
-0,13	-11,6	-9,0	244,9	21,0	1,2	267,1
-5,9	-6,7	-5,4	246,1	20,1	1,0	267,2
-7,8	-7,7	-7,6	210,4	53,7	2,1	265,2
-7,6	-4,5	-8,3				
-9,6	-9,0	-8,8	168,2	92,5	2,7	263,4
-8,8	-8,4	-6,5				
-7,0	-6,8	-7,0				
-7,0	-6,8	-7,9	229,9	35,9	1,8	267,6
-7,9	-7,1	-1,8				
-6,3	-5,5	-1,3	106,1	150,8	3,4	260,3
-7,8	-7,8	-7,0	176,5	83,8	2,7	263,0
-7,0	-7,5	-8,2				
-8,7	-8,0	-5,9	169,2	90,7	3,0	262,9
-9,0	-8,0	-2,6	245,8	20,7	1,2	267,4

Предварительный обзор результатов (см. табл. 1), полученных для описания выше условий, показал, что из трех составляющих РТИ, входящих в выражение (1), практический интерес представляют только две: $T_{п.п}$ и T_a . Третья составляющая $T_{отр}$ во всех рассмотренных случаях была весьма мала и лежала в пределах 1,0 — 1,5 %. С учетом этого при оценке влияния атмосферы было решено воспользоваться двумя основными критериями: вкладом излучения атмосферы (T_a) в измеренное РТИ ($T_я$) и соотношением между $T_я$ и исходным РТИ подстилающей поверхности ($T_{п.п}$), которое наблюдалось бы при отсутствии атмосферы. Опираясь этими критериями, можно условно разделить рассмотренные облачные системы на две большие группы.

Первую группу составили кучевые облака и облака слоистых форм (St, Se, Ns, As, Ac), занимающие один или несколько ярусов. Для рассматриваемой длины волны влияние этих облачных систем невелико: измеренное РТИ ($T_{\text{я}}$) отличается от исходного ($T_{\text{и}}$) не более чем на 1 % (см. табл. 1). При этом изменение водности и мощности облаков первой группы приводит в основном к небольшому перераспределению компонент РТИ. Так, для одноярусной слоистой облачности вклад излучения атмосферы ($T_{\text{а}}$) в измеренно РТИ составляет всего 7 — 9 %. При двухъярусной облачности он возрастает и достигает 16 %. Одновременно с ростом $T_{\text{а}}$ происходит уменьшение составляющей $T_{\text{п.п}}$. В результате суммарная РТИ оказывается близка к значению $T_{\text{и}}$, обычно несколько превышая его (см. табл. 1).

Ко второй группе была отнесена облачность с осадками, отличающаяся большим водозапасом. Для нее характерно существенно увеличение вклада атмосферы в суммарное РТИ: $T_{\text{а}}$ составляет обычно 35—60 % $T_{\text{я}}$. В случае кучево-дождевой облачности большой мощности и водности (вариант 10) вклад атмосферы составил даже 97 %. В этом случае исходное излучение $T_{\text{и}}$ практически не достигает уровня, на котором осуществляется измерение. Наличие дождя

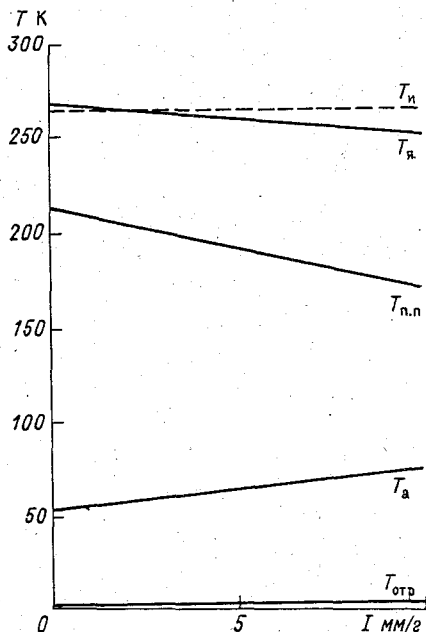


Рис. 1. Зависимость составляющих РТИ от интенсивности дождя I .

характерное для этой группы, вызывает дополнительное ослабление $T_{\text{п.п}}$ из-за действия эффекта рассеяния. Одновременно отмечается рост составляющей $T_{\text{а}}$.

Зависимость составляющих РТИ от интенсивности осадков приведена на рис. 1. При получении этой зависимости предполагалось, что осадки различной интенсивности выпадают из облачности типа Ns с заданной мощностью 2,4 км. Как видно из рисунка, при дожде

интенсивностью $I \leq 1$ мм/ч ослабление $T_{п.п}$ выражено сравнительно слабо и $T_{я}$ оказывается даже несколько выше $T_{и}$ за счет вклада атмосферы. При $I > 1$ мм/ч увеличение интенсивности осадков вызывает уменьшение измеренного РТИ, которое при сильных ливневых осадках составляет не более 80 % $T_{и}$. Эта особенность связана с тем, что $T_{п.п}$ убывает с большей скоростью, чем растет $T_{я}$. Например, при интенсивности 4 мм/ч уменьшение $T_{п.п}$ по сравнению со случаем без осадков составляет 27 % измеренного РТИ, а увеличение вклада атмосферы составляет всего 16 % $T_{я}$. Отметим, что при получении зависимостей, приведенных на рис. 1, не учитывалась известная связь между интенсивностью осадков и мощностью облака [4]. Если одновременно с ростом величины I увеличивать мощность облака, то крутизна приведенных кривых возрастает.

Особое внимание в ходе численных экспериментов было уделено связи между составляющими РТИ и важнейшим параметром облаков — водностью. Рассматривался случай наличия в атмосфере кучево-дождевых облаков, водность которой изменялась в пределах 0,5—3 г/м³.

По результатам расчетов были построены графики, приведенные на рис. 2. Анализ полученных зависимостей показывает, что с ростом водности уменьшается вклад РТИ подстилающей поверхности

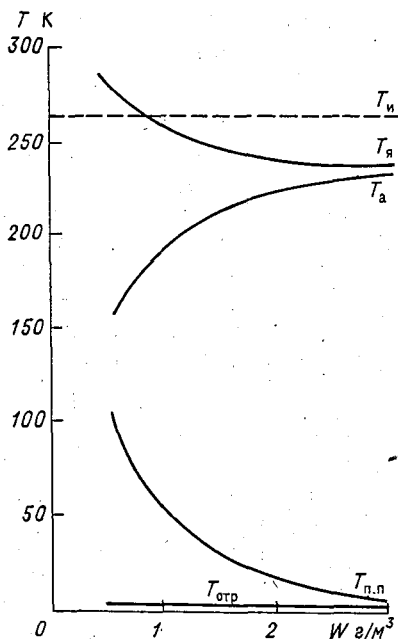


Рис. 2. Зависимость составляющих РТИ от водности облаков.

и одновременно возрастает вклад атмосферы. Причем если при малых значениях водности $T_{я}$ превышает исходное РТИ, то с ростом водности это соотношение изменяется. Чем больше водность, тем ниже $T_{я}$. При водности 3,0 г/м³ измеренное РТИ составляет 90 % $T_{и}$.

Резюмируя результаты проведенных расчетов, можно отметить что при измерениях абсолютных значений РТИ протяженных однородных поверхностей погрешности, связанные с искажающим влиянием атмосферы, сравнительно невелики. Их учет может быть не обходим только при наличии мощных облачных систем с осадками.

Перейдем теперь к задаче исследования влияния атмосферы на результаты измерения радиояркостных контрастов между соседними поверхностями. Для решения этой задачи были рассмотрены четыре вида достаточно часто встречающихся поверхностей (табл. 2). Каждой из них была присвоена некоторая термодинамическая температура (t), характерная для летнего (числитель) и осенне-зимнего (знаменатель) сезонов. Эта температура была равна температуре воздуха вблизи изучаемой поверхности. В последней колонке табл. 2 приведены радиояркостные температуры поверхности $T_{и}$. Очевидно, контрасты ($\Delta T_{и}$) для всех пар поверхностей достаточно велики (от 25 до 148 К летом и от 17 до 130 К зимой). В табл. 3 и 4 приведены значения измеренного РТИ и его составляющих при наличии в атмосфере двух видов облаков слоистых (Sc) и кучево-дождевых (CB). Мощность и водность этих облаков составляла соответственно 0,23 и 2,3 км; 0,17 и 3,0 г/м³.

Анализ данных табл. 3, составленной для случая слоистой облачности, показывает, что в оба сезона разности между значениями $T_{я}$ для различных поверхностей остаются достаточными для надежного выделения контуров объектов. Они составляют от 24 до 118 К летом и от 16 до 110 К зимой, т. е. уменьшились примерно на 10—20 % по сравнению с исходными разностями $\Delta T_{и}$, приведенными выше.

Иначе обстоит дело при наличии в атмосфере мощной облачности, ослабляющее действие которой вызывает резкое уменьшение составляющих $T_{п.п}$ (см. табл. 4). Например, в зимний период ослабленное излучение подстилающей поверхности ($T_{я.п}$) составляет менее 10 % исходного излучения ($T_{и}$). Уменьшение $T_{п.п}$ естественно сопровождается уменьшением разности $\Delta T_{п.п}$, взятой между значениями $T_{п.п}$ для двух различных поверхностей. В этих условиях не величину наблюдаемого контраста $\Delta T_{я}$ начинает оказывать заметное влияние разность $\Delta T_{отр}$ между составляющими $T_{отр}$ для соответствующей пары поверхностей. Поскольку составляющие $T_{я}$ слабо зависят от вида поверхности (см. табл. 4), значения $\Delta T_{я}$ практически равны алгебраической сумме значений $\Delta T_{п.п}$ и $\Delta T_{отр}$, имеющих противоположные знаки. В результате наблюдаемый контраст $\Delta T_{я}$ оказывается весьма малым, причем нередко разности $\Delta T_{и}$ и $\Delta T_{я}$ имеют различные знаки, как, например, в случае пары бетон — вода. В летний период для этой пары получаем из табл. 2 и 4:

$$\Delta T_{и} = 267 - 144 = 123 \text{ (К)}; \quad \Delta T_{я} = 271 - 272 = -1 \text{ (К)}.$$

Такая же смена знаков наблюдается и в зимний период. Как видно из табл. 3 и 4, из всех рассмотренных вариантов только пары, включающие почву, имеют наблюдаемый контраст, достаточный для очерчивания границ раздела с другими поверхностями. Это в значительной степени связано со сравнительно высокой термодинамической температурой почвы, особенно в летний период.

Таблица 2

Сведения об исследуемых поверхностях

№ п. п	Вид поверхности	χ	t °С	$T_{и}$ К
1	Почва, влажность 6,4 %	0,947	35/5	292/263
2	Пресная вода	0,483	25/3	144/133
3	Влажный бетон	0,902	23/0,5	267/246
4	Влажный асфальт	0,728	23/0,5	215/199

Таблица 3

Составляющие РТИ при слоисто-кучевой облачности

№ п. п	$T_{п. п}$ К	T_a К	$T_{отр}$ К	$T_{я}$ К
1	248/242	46/22	2/1	296/265
2	128/122	33/22	7/11	178/155
3	238/226	31/21	3/2	272/249
4	192/183	30/21	8/6	230/210

Таблица 4

Составляющие РТИ при кучево-дождевой облачности

№ п. п	$T_{п. п}$ К	T_a К	$T_{отр}$ К	$T_{я}$ К
1	81/25	204/214	4/1	289/240
2	32/11	210/212	30/12	272/235
3	55/18	211/211	5/2	271/231
4	44/15	211/211	15/6	270/232

Подводя итоги проведенных численных экспериментов, отметим, что полученные выводы заметно различаются для случаев абсолютных измерений и измерений радиотепловых контрастов. В первом случае расчеты, выполненные с помощью описанной выше модели, показывают, что РТИ, достигающее радиометра, сравнительно мало отличается от исходного РТИ подстилающей поверхности. Причем при отсутствии осадков и малой водности облаков $T_{я}$ обычно незначительно превышает $T_{и}$, а с увеличением водности и появлением осадков наблюдается некоторое уменьшение $T_{я}$ по сравнению с $T_{и}$. Влияние облачной атмосферы на наблюдаемый контраст между соединенными поверхностями заметно проявляется только при наличии достаточно мощных облачных систем. При определенных условиях оно может привести к практически полной неразличимости границы между поверхностями различных видов.

В заключение отметим, что все описанные результаты получены в предположении пространственно-временной однородности облачных систем и без учета интегрирующего действия антенны. Учет этих факторов является предметом дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башаринов А. С., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. — М.: Наука, 1974.
2. Зражевский А. Ю. Методика инженерного расчета в атмосферных парах воды. Материалы XI Всесоюзной конференции по распространению радиоволн. — М.: Наука, 1975.
3. Матросов С. Ю., Шульгина Е. М. Оценка точности определения влагосодержания атмосферы в СВЧ диапазоне. — Труды ГГО, 1982, вып. 462.
4. Матросов С. Ю., Шульгина Е. М. Рассеяние и ослабление микроволнового излучения осадками. — Труды ГГО, 1981, вып. 448.
5. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1976.
6. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Некоторые результаты лабораторных измерений коэффициентов излучения естественных поверхностей. — Труды ГГО, 1972, вып. 291.
7. Мелентьев В. В., Рабинович Ю. И. Излучательная способность естественных поверхностей в микроволновом диапазоне. — Труды ГГО, 1976, вып. 371.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОСЛАБЛЕНИЯ И РАДИОЛОКАЦИОННОГО ОТРАЖЕНИЯ ММ И СБММ ВОЛН В ОБЛАКАХ

Введение

Диапазоны коротких — миллиметровых (ММ) и субмиллиметровых волн (СБММ) в последние годы привлекают все большее внимание исследователей в связи с развитием техники и промышленным освоением этих диапазонов. Особый интерес представляет вопрос распространения коротких ММ и СБММ волн в облаках. Исследования в этом направлении только начинаются. Поэтому важно знать максимальные и минимальные значения коэффициентов ослабления, рассеяния, поглощения и радиолокационного отражения ММ и СБММ волн в облаках основных форм. Ниже приводятся результаты теоретических расчетов вышеуказанных коэффициентов при изменении температуры в облаке от 20 до -10 °С через каждые 10 °С.

В последние годы в облаках обнаружены сверхкрупные капли размерами от 85 до 1500 мкм и более. Хотя их концентрация в различных облаках мала, однако они вносят существенный вклад в рассеяние и радиолокационное отражения для двух фракций размеров капель: мелких (от 1 до 20 мкм) и сверхкрупных (от 85 до 1500 мкм) капель.

Оптические характеристики облака

Спектральные коэффициенты (дБ/км) ослабления $\Gamma_o(\lambda)$, рассеяния — $\Gamma_p(\lambda)$, поглощения — $\Gamma_n(\lambda)$ и радиолокационного отражения — $\Gamma_{рл}(\lambda)$ вычисляются по формуле [3, 9, 10]

$$\Gamma_i(\lambda) = 1,36439 \cdot 10^{-2} \int_{r_1}^{r_2} r^2 N f(r) K_i(m, \rho) dr. \quad (1)$$

Здесь r — радиус капель (мкм), N — число капель в единице объема (см^{-3}), $f(r)$ — плотность распределения капель по размерам, $m = \tilde{n} - i\chi$ — комплексный показатель преломления, n — показатель преломления, χ — показатель поглощения, $\rho = 2\pi r/\lambda$ — безразмерный параметр дифракции, $K_i(m, \rho)$ — факторы эффективностей (i принимает последовательно значения о, р, п и рл) ослабления, рассеяния, поглощения и радиолокационного отражения. Значения комплексных показателей преломления воды в ММ и СБММ диапазонах, по которым проводились расчеты, приводятся в табл. 1. Для всех длин волн ММ диапазона от 2 до 10 мм и всех значений температур от 20 до -20 °С значения \tilde{n} и χ взяты из таблиц работы

/8/. В СБММ диапазоне от 0,1 до 1 мм в табл. 1 представлены следующие данные: при $t = 20^\circ\text{C}$ — усредненные нами экспериментальные данные из работ /4, 11, 12, 21/; при $t = 10^\circ\text{C}$ — экспериментальные данные из работ /16, 22/; при $t = 0^\circ\text{C}$ — экспериментальные данные из работы /12/. В СБММ диапазоне для температур -10 и -20°C экспериментальных данных нет. Поэтому в табл. 1 представлены наши расчеты $\tilde{n}(\lambda)$ по методике работы /20/ и $\chi(\lambda)$ по методике работы /6/. Выбор вышеуказанных методов расчетов основан на нашем сравнении экспериментальных данных при $t = 20^\circ\text{C}$ с расчетами по методикам /6, 20/, которые из-за ограниченного объема статьи мы здесь не приводим.

Для воды в ММ и СБММ диапазонах значения \tilde{n} и χ в m велики. Также велики значения ρ из-за наличия сверхкрупных капель в облаках. Поэтому для расчетов $\Gamma_o(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_n(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$ была разработана универсальная программа расчетов по теории М. ORION, где специальные функции, входящие в коэффициенты a_n и b_n из $K_i(m, \rho)$, рассчитывались согласно математическим правилам точного счета: функции Риккати — Бесселя первого рода — обратной рекурсией /13, 14, 15, 17/, функций Риккати — Бесселя второго рода — прямой рекурсией /2/, логарифмическая производная функции Риккати-Бесселя первого рода — алгоритмом Ленца /18/. Программой ORION можно считать для ρ из интервала $0,001 \leq \rho \leq 400$ и более и для m от весьма малых значений до $m = 10 - 10i$.

Используя программу ORION, мы рассчитали $\Gamma_o(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_n(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$ для 19 значений длин волн из интервала 0,1—10 мм и пяти значений температур: 20, 10, 0, -10 и -20°C . Расчеты проводились для 12 основных типов облаков, отдельно для двух фракций размеров капель: от 1 до 20 и от 85 до 1500 мкм. Фракция размеров капель от 1 до 20 мкм описывается гамма-распределением, а параметры распределений взяты из работ /5, 7/. Сверхкрупные капли характеризуются степенным законом распределения, а параметры распределений для различных типов облаков взяты из /5, 7, 19/. Таблицы параметров обеих фракций размеров капель приводятся в /1/.

Результаты расчетов

В каждом отдельном облаке плотность распределения капель по размерам складывается из двух частей: плотности для мелкой и сверхкрупной фракций размеров капель. Для распространения электромагнитного излучения через дисперсные среды это два совершенно различных случая, поэтому требуется их раздельное рассмотрение. Сначала рассмотрим условия распространения излучения через среду из мелких капель, а затем — через среду из сверхкрупных капель.

В табл. 2 приводятся максимальные и минимальные значения коэффициентов Γ_o , Γ_p , Γ_n и $\Gamma_{рл}$ для мелкой фракции (от 1 до 20 мкм) и 12 форм облаков. Из таблицы видно, в каких пределах изменяются значения всех четырех коэффициентов отдельно для каж-

дой из форм облаков. Для всех четырех коэффициентов минимальное значение в ММ диапазоне соответствует значениям этих коэффициентов при $\lambda = 10$ мм, а максимальное значение — при $\lambda = 1$ мм. Минимальное значение в СБММ диапазоне соответствует значениям этих коэффициентов при $\lambda = 0,1$ мм. Таким образом, как и следовало ожидать, спектральные функции $\Gamma_o(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_n(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$ подчиняются закону Рэлея, т. е. значения коэффициентов в длинноволновой части спектрального диапазона всегда меньше, чем в коротковолновой ее части. Общей характерной особенностью всех коэффициентов $\Gamma_o(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_n(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$ является то, что независимо от диапазона длин волн максимальные значения коэффициентов для слоистых облаков почти на порядок меньше, чем для конвективных. Как видно из табл. 2, каждый из коэффициентов $\Gamma_o(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_n(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$ имеет свои специфические особенности, на которых следует остановиться в отдельности.

Коэффициент ослабления Γ_o . Из табл. 2 видно, что наименьшее значение Γ_o наблюдается для облаков Ас и Аs, а наибольшее — для облака Сb(max). Максимальное значение Γ_o в ММ диапазоне — у всех слоистых облаков, а также облака Ас — порядка нескольких дБ/км, а для конвективных облаков — порядка дБ/км. В СБММ диапазоне эти показатели на порядок больше: для слоистых и Ас облаков Γ_o порядка десятков дБ/км, а для конвективных облаков порядка сотен и даже тысяч дБ/км. Следует помнить, что Γ_o представляет собой сумму: $\Gamma_o = \Gamma_p + \Gamma_n$, поэтому для каждого отдельного типа облака $\Gamma_o > \Gamma_p$ и $\Gamma_o > \Gamma_n$. Это отчетливо видно из таблицы.

Коэффициент рассеяния Γ_p . Для всех типов облаков минимальное значение Γ_p в ММ диапазоне очень мало, поскольку в этом диапазоне $\Gamma_o \sim \Gamma_n$ и на рассеяние приходится $10^{-5} - 10^{-7}$ дБ/км. Максимальное значение Γ_p в ММ диапазоне также мало и составляет $10^{-1} - 10^{-3}$ дБ/км. Однако с переходом в СБММ диапазон доля рассеянной компоненты увеличивается. В средней части СБММ диапазона уже почти 50 % приходится на Γ_n и 50 % — на коэффициент Γ_p . Как же меняется Γ_p при переходе от одного типа облака к другому?

Как видно из табл. 2, наименьшее рассеяние дают Sc и Ас, а наибольшее — Сb(max) облако. Почти для всех типов облаков минимальное значение Γ_p в ММ диапазоне — порядка 10^{-7} дБ/км. Исключение составляют конвективные облака: Сu cong., Сu cong. (max) и Сb(max). Максимальное значение Γ_p в ММ диапазоне — в основном порядка 10^{-3} дБ/км. Исключение опять-таки составляют конвективные облака: Сu cong., Сu cong. (max) и Сb(max), где Γ_p может достигать $10^{-1} - 10^{-2}$ дБ/км. Максимальное значение Γ_p в СБММ диапазоне почти для всех типов облаков составляет порядка $10^1 - 10^2$ дБ/км.

Коэффициент поглощения Γ_{Π} . Коэффициент Γ_{Π} для всех типов облаков ведет себя аналогично рассмотренному выше коэффициенту Γ_0 . Для слоистых облаков и Ас Γ_{Π} имеет порядок единиц дБ/км (макс. ММ диапазона), а для конвективных облаков — порядок десятков дБ/км. В СБММ диапазоне в слоистых облаках и Ас Γ_{Π} — порядка десятков дБ/км, а в конвективных облаках — порядка сотен дБ/км.

Коэффициент радиолокационного отражения $\Gamma_{рл}$. Для коэффициента $\Gamma_{рл}$ (см. табл. 2) нельзя провести четкую границу между слоистыми и конвективными облаками. В основном значение коэффициента $\Gamma_{рл}$ колеблется от 10^{-10} до 10^{-11} м⁻¹ для минимального (мин) значения ММ диапазона, причем для всех типов облаков. Исключения составляют облака Сu cong., Сu cong(max) и Сb(шах) для которых $\Gamma_{рл} \approx 10^{-8} \dots 10^{-9}$ м⁻¹. Для многих типов облаков максимальное (макс) значение $\Gamma_{рл}$ в ММ диапазоне — порядка 10^{-6} — 10^{-7} м⁻¹. Исключения составляют облака Сu cong(max) и Сb(max) для которых $\Gamma_{рл} \approx 10^{-4} \dots 10^{-5}$ м⁻¹. Почти для всех типов облаков максимальное значение $\Gamma_{рл}$ в СБММ диапазоне — порядка 10^{-2} — 10^{-3} м⁻¹, т. е. разброс значений $\Gamma_{рл}$ здесь очень мал. Если обратить внимание на общее изменение $\Gamma_{рл}$ от мин. ММ диапазона до макс. СБММ диапазона, то можно заметить, что это составляет девять порядков (от 10^{-11} м⁻¹ до 10^{-2} м⁻¹). Ни один из выше рассмотренных коэффициентов Γ_0 , Γ_r и Γ_{Π} не изменяется в таком широком диапазоне. Однако не следует забывать о том, что и ослабление при переходе от ММ в СБММ диапазон увеличивается существенно (до порядка -10^3 дБ/км). Однако, как показывают расчеты, и в этом убедимся позже, непосредственно в облаке величина радиолокационного отражения существенно больше ослабления СБММ волн в облаке. Этот факт можно использовать как для получения ценной информации о физическом состоянии облачных капель или частиц, так и для получения сведений об их микроструктуре. Реализация этих возможностей в настоящее время, по-видимому, связана с отсутствием мощных генераторов СБММ диапазона.

Для мелких капель в облаках мы приводили таблицу макс. и мин. значений коэффициентов Γ_0 , Γ_r , Γ_{Π} и $\Gamma_{рл}$ (см. табл. 2) и исходили из условия отсутствия селективности в спектральных коэффициентах $\Gamma_0(\lambda)$, $\Gamma_r(\lambda)$, $\Gamma_{\Pi}(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$ в присутствии закона Рэлея. Для сверхкрупных капель эти же данные приводить не совсем целесообразно и правильно, так как определяющим для этой фракции размеров капель является спектральный ход коэффициентов $\Gamma_0(\lambda)$, $\Gamma_r(\lambda)$, $\Gamma_{\Pi}(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$. Последние кривые имеют максимумы при определенной длине волны, поэтому макс. и мин. значения коэффициентов мало что характеризуют. Однако некоторых исследователей могут интересовать и эти характеристики распространения ММ и СБММ волн. Поэтому в табл. 3 мы приводим значения, аналогичные приведенным в табл. 2. Сразу же оговоримся, что минимальные и максимальные значения коэффициентов будут относиться к различным длинам волн ММ и СБММ диапазона и различным температурам облака. Поэтому в табл. 3 приводятся только минимальные

максимальные значения коэффициентов без указания условий, при которых наблюдаются эти данные.

Сравним теперь данные табл. 2 и 3.

Коэффициент $\Gamma_0(\lambda)$. Для слоистых облаков вклад мелких капель мин. ММ диапазоне почти на два порядка больше, чем вклад верхкрупных капель. В то же время для конвективных облаков вклад обеих фракций размеров почти одинаков. В макс. СБММ диапазоне для слоистых облаков вклад мелких капель на 3—4 порядка больше, чем вклад сверхкрупных капель. В случае конвективных облаков вклад мелких капель в общее ослабление почти на 3 порядка больше. Таким образом, при рассмотрении макс. СБММ диапазона вкладом сверхкрупных капель можно пренебречь. При оценке мин. СБММ можно учитывать влияние только на слоистые облака. Для конвективных облаков влиянием сверхкрупных капель можно пренебречь.

Коэффициент $\Gamma_{II}(\lambda)$. Анализ данных показывает, что здесь картина аналогична рассмотренному выше поведению коэффициента $\Gamma_0(\lambda)$.

Коэффициент $\Gamma_p(\lambda)$. Для слоистых облаков в мин. ММ диапазона вклад сверхкрупных капель почти на два порядка больше вклада мелких капель. Для конвективных облаков вклад сверхкрупных капель на 2—4 порядка больше, чем мелких. В макс. СБММ диапазоне для слоистых облаков вклад мелких капель почти на 2—3 порядка больше, чем сверхкрупных. Для конвективных облаков вклад мелких капель на 1—2 порядка больше, чем для сверхкрупных облаков вклады обеих фракций мало различаются.

Таким образом, очевиден существенный вклад сверхкрупных капель в $\Gamma_p(\lambda)$ в ММ и в длинноволновой части СБММ диапазона.

Коэффициент $\Gamma_{рл}(\lambda)$. Для слоистых облаков в мин. ММ диапазоне вклад сверхкрупных капель почти на 3—4 порядка больше вклада мелких капель. Для конвективных облаков вклад сверхкрупных капель на 1—4 порядка больше, чем мелких. Для макс. ММ или СБММ диапазонов для слоистых и конвективных облаков вклад верхкрупных капель на 1—2 порядка больше, чем мелких. Для СБММ диапазона для слоистых и конвективных облаков мелкие капли вносят вклад почти на 2 порядка больше, сверхкрупные капли. Таким образом, для коэффициента $\Gamma_{рл}(\lambda)$ существен вклад верхкрупных капель в ММ и в длинноволновой части СБММ диапазона, причем влияние сверхкрупных капель больше сказывается на $\Gamma_{рл}(\lambda)$, чем на $\Gamma_p(\lambda)$.

Проведенное выше сравнение таблиц показывает, насколько важен учет влияния сверхкрупных капель в облаках на рассеяние и радиолокационное отражение в различных спектральных участках диапазонов ММ и СБММ волн. Анализ выявил неоднозначное, селективное влияние сверхкрупных капель на рассеяние и радиолокационное отражение. Поэтому для каждого конкретного распределения сверхкрупных капель по размерам требуется особое рассмотрение, ибо, как показывают таблицы, в соседних спектральных участках различия коэффициента рассеяния и радиолокационного отражения может меняться на несколько порядков. В вопросах распространения ММ и СБММ волн подобные колебания радиолокацион-

ного отражения весьма важны и требуется строгий учет возможных изменений вышеуказанных коэффициентов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айвазян Г. М. Изменение коэффициентов ослабления и радиолокационно отражения ММ и СБММ волн от температуры капель в облаке. — См. настояща сборник.
2. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. — 660 с.
3. Дейрменджян Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. — М.: Мир, 1971. 165 с.
4. Золотарев В. И., Михайлов Б. А., Альперович Л. И., Попова С. И. Дисперсия и поглощение жидкой воды в инфракрасной и радиоволновой области спектра. — Оптика и спектроскопия, 1969, т. 27, вып. 5, с. 790—794.
5. Мазин И. П., Шметер С. М. Облака: строение и физика образования. Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 279 с.
6. Малышенко Ю. И., Ваксер Н. Х. Расчет диэлектрической проницаемости воды в субмиллиметровом диапазоне радиоволн. — УФЖ, 1970, т. 15, № 9, с. 1496—1503.
7. Радиация в облачной атмосфере /Под редакцией Е. М. Фейгельсон — Л. Гидрометеоздат, 1981. — 280 с.
8. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. — 348 с.
9. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. — М.: Гостехиздат, 1951. 288 с.
10. Шифрин К. С. Введение в оптику океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. 278 с.
11. Afsar M. N., Hasted J. B. Measurement of the optical constants of liquid H₂O and D₂O between 6 and 450 cm⁻¹. — JOSA, 1977, v.67 № 7, p. 902—904.
12. Afsar M. N., Hasted J. B. Submillimeter wave measurements of optical constants of water at various temperatures. — Infrared Physics, 1978, v. 18, p. 835—841.
13. Allen E. E./ Polynomial approximations of some modified Bessel functions. MTAC, 1956, № 55, p. 162—169.
14. British Association for the Advancement of Science, Mathematical Tables. v. 1 Bessel Functions. Part 2. Functions of Positive Integer Order. — Cambridge (N. London), 1952. — 255 p.
15. Goldstein M., Thaler R. M. Recurrence techniques for the calculations of Bessel functions. MTAC, 1959, v. 13, № 66, p. 102—108.
16. Hasted J. B., Husain S. K., Frescura F. A. M., Birch J. R. Far infrared absorption in liquid water. — Chemical Phys. Lett., 1985, v. 118, № 6, p. 622—625.
17. Hilderbrand F. B. Introduction to Numerical Analysis. — New York, 1974. 261 p.
18. Lentz W. J. Generating Bessel functions in Mie scattering calculations using continued fractions. — Applied Optics, 1976, v. 15, № 3, p. 668—671.
19. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation. — Reidel Publish. Co, 1978. — 714 p.
20. Ray P. S. Broadband complex refractive indices of ice and water. — Applied Optics, 1972, v. 11, № 8, p. 1836—1843.
21. Simpson O. A., Bean B. L., Perkowitz S. Far infrared optical constants of liquid water measured with an optically pumped laser. — JOSA, 1979, v. 69, № 12, 1723—1726.
22. Zafar M. S., Hasted J. B., Chamberlain J. E. Submillimetre wave dielectric dispersion water. — Nature Physics Science, 1973, v. 243, p. 106—109.

ИЗМЕНЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОСЛАБЛЕНИЯ И РАДИОЛОКАЦИОННОГО ОТРАЖЕНИЯ ММ И СБММ ВОЛН ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ КАПЕЛЬ ОБЛАКА

Введение

Известно, что комплексный показатель преломления воды в миллиметровом (ММ) диапазоне сильно зависит от температуры из-за релаксационной поляризуемости молекул воды (см., например, /1/). По мере увеличения частоты, т. е. с переходом в субмиллиметровый (СБММ) диапазон, релаксационная поляризуемость постепенно уменьшается и стремится к нулю. В СБММ диапазоне основную роль начинает приобретать резонансная поляризуемость молекул воды под влиянием полос поглощения воды в ИК области спектра. Резонансная поляризуемость от температуры не зависит. Поэтому при расчете комплексного показателя преломления воды в СБММ диапазоне считается суммой релаксационной и резонансной поляризуемости молекул (см. табл. 1 /2/).

Как видно из формулы (1) /2/, спектральные коэффициенты ослабления $\Gamma_o(\lambda)$, поглощения $\Gamma_n(\lambda)$, рассеяния $\Gamma_p(\lambda)$ и радиолокационного отражения $\Gamma_{рл}(\lambda)$ ММ и СБММ волн через $K_i(m, \rho)$ зависят от комплексного показателя преломления воды $m = \tilde{n} - i\chi$. Поэтому важно знать, каким образом изменяются показатели преломления n и поглощения χ с температурой отражаемых на вышеуказанных коэффициентах. С этой целью нами выполнены расчеты коэффициентов $\Gamma_o(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_n(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$ для пяти значений температур: 20, 10, 0, -10 и -20 °С и 19 значений длин волн из ММ и СБММ диапазонов длин волн. Выявлены основные особенности изменения вышеуказанных коэффициентов от изменения температуры капель.

Основные формулы и параметры для расчетов

Настоящая работа является фактически продолжением работы /2/. Для расчетов спектральных коэффициентов $\Gamma_o(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_n(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$ использовалась формула (1) /2/. Комплексные показатели преломления воды при различных температурах из интервала 20 ... -20 °С взяты из табл. 1 /2/. В /2/ расчеты проводились для двух фракций размеров капель: от 1 до 45 мкм — мелкие капли — и от 85 до 1500 мкм и более — сверхкрупные капли. Здесь расчеты также проводились для двух вышеуказанных фракций размеров капель.

Плотность распределения мелких капель подчиняется гамма-распределению /3—5/:

$$f(r) = \begin{cases} \frac{r^\alpha}{\Gamma(\alpha + 1)\beta^{\alpha + 1}} \exp[-\frac{r}{\beta}], & r > 0, \\ 0, & r < 0, \end{cases} \quad (1)$$

где $\Gamma(\alpha + 1)$ — гамма-функция. Параметры мелких капель по распределению (1) α , β и число капель в единице объема N (см⁻³), для 14 форм облаков приводятся в табл. 1, согласно работам /4, 5/.

Таблица

Параметры распределения мелких капель
(от 1 до 45 мкм) в облаках

№ п/п	Тип облаков	z_1 мкм	z_2 мкм	β	α	N см ⁻³	q г/м ³	Источник
1	Sc	1,0	20,0	1,566	2	188	$2,140 \cdot 10^{-1}$	[4,5]
2	St	1,0	20,0	1,5	2	248	$2,085 \cdot 10^{-1}$	[4,5]
3	Ns	1,0	20,0	2,166	2	117	$2,682 \cdot 10^{-1}$	[4,5]
4	Ac	1,0	20,0	1,566	2	155	$1,477 \cdot 10^{-1}$	[4,5]
5	As	1,0	20,0	1,833	2	116	$1,724 \cdot 10^{-1}$	[4,5]
6	Medi	1,0	20,0	1,500	2	472	$3,968 \cdot 10^{-1}$	[4,5]
7	Maxi	1,0	20,0	3,333	2	1000	5,159	[4,5]
8	Cu hum.	1,0	20,0	1,000	2	1987	$4,990 \cdot 10^{-1}$	[4,5]
9	Cu med.	1,0	20,0	1,333	2	1,677	$9,953 \cdot 10^{-1}$	[4,5]
10	Cu cong.	1,0	20,0	2,000	2	925	1,735	[4,5]
11	Cu cong. (max)	1,0	35,0	1,666	6	247	2,404	[6]
12	Cu cong. (min)	1,0	35,0	1,666	6	247	2,404	[6]
13	Cb (max)	1,0	45,0	3,500	5	55	2,965	[6]
14	Cb (min)	1,0	45,0	3,500	5	55	2,965	[6]

Плотность распределения сверхкрупных капель описывается степенным законом распределения /4—6/:

$$f(r) = \frac{C(1 - \beta_1)}{85} \left(\frac{85}{r}\right)^{\beta_1}, \quad (2)$$

$$C = 1 / \int_{r_1}^{r_2} f(r) dr, \quad (3)$$

где C — нормировочный множитель, β_1 — параметр распределения. Параметр β_1 и число капель в единице объема N (м⁻³) для 12 форм облаков приводятся в табл. 2, согласно работам /4—6/.

Результаты расчетов

Рассмотрим влияние температуры на изменение коэффициентов $\Gamma_0(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_n(\lambda)$ и $\Gamma_{pl}(\lambda)$ сначала для мелкой фракции размеров капель облака, а затем для сверхкрупной фракции.

Параметры распределений сверхкрупных капель в облаках

№ п/п	Тип облаков	z_1 мкм	z_2 мкм	β_1	N м ⁻³	q г/м ³	Ис-точ-ник
1	Sc	85	500	6,3	$2 \cdot 10^3$	$1,165 \cdot 10^{-2}$	[4,5]
2	St	85	400	7,6	$1 \cdot 10^3$	$4,698 \cdot 10^{-3}$	[5]
3	Ns	85	1000	5,0	$1 \cdot 10^3$	$9,415 \cdot 10^{-3}$	[4,5]
4	Medi	85	500	6,3	$2 \cdot 10^3$	$1,165 \cdot 10^{-2}$	[4,5]
5	Maxi	85	1000	5,0	$1 \cdot 10^3$	$9,415 \cdot 10^{-3}$	[4,5]
6	Cu hum.	85	300	10,0	20	$7,713 \cdot 10^{-5}$	[5]
7	Cu med.	85	600	4,0	$1 \cdot 10^2$	$1,512 \cdot 10^{-3}$	[5]
8	Cu cong.	85	1000	5,0	$4 \cdot 10^2$	$3,766 \cdot 10^{-3}$	[5]
9	Cu cong. (max)	200	1200	2,7	$1 \cdot 10^3$	$4,265 \cdot 10^{-1}$	[6]
10	Cu cong. (min)	200	1100	2,3	$1 \cdot 10^2$	$4,929 \cdot 10^{-2}$	[6]
11	Cb (max)	100	700	3,0	$2 \cdot 10^4$	1,026	[6]
12	Cb (min)	100	400	3,0	$3 \cdot 10^3$	$8,042 \cdot 10^{-2}$	[6]

Фракция мелких капель (1—45 мкм). Для характеристики температурной зависимости вышеуказанных коэффициентов мы использовали их значения только для двух волн: для среднего значения ММ диапазона — $\lambda = 5$ мм — и среднего значения СБММ диапазона — $\lambda = 0,5$ мм. Ранее отмечалось, что расчеты Γ_i мы проводили для пяти значений температуры — от 20 до -20 °С, через 10 °С. Поэтому результаты анализа относятся к этому диапазону изменения температуры.

В табл. 3 приводятся значения коэффициентов Γ_o , Γ_p , Γ_n и Γ_{pl} для 14 основных форм облаков (см. табл. 1), двух значений температур (20 и -20 °С) и двух значений длин волн ($\lambda = 5$ и 0,5 мм). Основное свойство, которое обнаружено для всех четырех коэффициентов, — монотонное изменение всех коэффициентов при изменении температуры во всем интервале от 20 до -20 °С, или, монотонное возрастание коэффициентов при изменении температуры от 20 до -20 °С, или, наоборот, монотонное уменьшение коэффициентов при изменении температуры от 20 до -20 °С. Изменения каждого из коэффициентов при изменении температуры имеет свои отличительные особенности, поэтому удобно их рассмотреть отдельно.

Коэффициент ослабления Γ_o . В ММ диапазоне ($\lambda = 5$ мм) для всех типов облаков (см. табл. 3) значения Γ_o при температуре 20 °С всегда меньше, чем при температуре -20 °С. В СБММ диапазоне ($\lambda = 0,5$ мм) изменение Γ_o с температурой имеет обратный ход: с уменьшением температуры Γ_o уменьшается. Этот переход от ММ диапазона к СБММ имеет место приблизительно при $\lambda = 3$ мм — явление, подмеченное впервые в работе [7] (см. рис. 14). По данным табл. 3 можно реально судить о градиенте изменения функции $\Gamma_o(t)$ отдельно для каждого из типов облаков. Так, если для слоистых облаков при изменении температуры от 20 до -20 °С вели-

чина Γ_0 при $\lambda = 5$ мм изменяются на десятые доли дБ/км. В СБММ диапазоне ($\lambda = 0,5$ мм) для облаков слоистых форм при переходе от 20 до -20 °С изменение Γ_0 составляет единицы дБ/км, а для конвективных облаков — десятки дБ/км.

Коэффициент рассеяния Γ_p . В ММ диапазоне ($\lambda = 5$ мм) при переходе от 20 к -20 °С величина Γ_p для всех типов облаков уменьшается. Аналогичная картина наблюдается и в СБММ диапазоне ($\lambda = 0,5$ мм). Как и для коэффициента Γ_0 , для облаков слоистых форм изменение величины Γ_p на один-два порядка меньше, чем для конвективных облаков. Для одной и той же формы облака сами абсолютные значения Γ_p при переходе от 20 до -20 °С изменяются очень мало для всех форм облаков (из-за малости самих Γ_p) и это изменение колеблется в пределах 10^{-3} — 10^{-5} дБ/км.

Коэффициент поглощения Γ_n . Изменение коэффициента поглощения Γ_n с изменением температуры аналогично поведению Γ_0 .

Коэффициент радиолокационного отражения $\Gamma_{рл}$. В ММ диапазоне ($\lambda = 5$ мм) для всех типов облаков $\Gamma_{рл}$ уменьшается с переходом от положительных температур (20 °С) к отрицательным (-20 °С). При этом для облаков слоистых форм $\Gamma_{рл}$ изменяется на 10^{-10} м⁻¹, а для конвективных облаков это изменение составляет порядка 10^{-8} м⁻¹. В СБММ диапазоне ($\lambda = 0,5$ мм) также с уменьшением температуры величина $\Gamma_{рл}$ уменьшается. При этом для облаков слоистых форм изменение $\Gamma_{рл}$ при изменении температуры от 20 до -20 °С составляет порядка 10^{-6} м⁻¹, а для конвективных облаков — 10^{-4} м⁻¹. Как видим, различие очень большое, и на это следует обратить внимание, завершая рассмотрение вопроса распространения ММ и СБММ волн во фракции размеров капель от 1 до 20 мкм.

Фракция сверхкрупных капель от 85 до 1500 мкм и более. Прежде чем переходить к рассмотрению изменения $\Gamma_0(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_{рл}(\lambda)$ в зависимости от температуры сверхкрупных капель заметим, что сравнение табл. 2 и 3 /2/ позволило установить, что сверхкрупные капли не оказывают влияние на коэффициенты Γ_0 и Γ_n , когда рассматривается облако из мелких и сверхкрупных частиц. Наоборот, в облаке из мелких и сверхкрупных капель доля рассеянной и отраженной радиации от сверхкрупных капель намного превосходит долю вклада мелких капель. Поэтому по сравнению с рассмотренным выше вкладом фракции размеров мелких капель необходимо рассмотреть влияние сверхкрупных капель на коэффициенты Γ_p и $\Gamma_{рл}$.

В то же время известно, что радиотепловое излучение облака не зависит от Γ_p и $\Gamma_{рл}$, а излучательная способность облака зависит от Γ_n . Поэтому для обычных облаков сверхкрупные капли не будут вносить свой вклад в радиотепловое излучение облака.

По-другому обстоит дело, когда рассматривается бурно развивающееся конвективное облако. Здесь концентрация сверхкрупных капель уже велика, поэтому изменение температуры капель будет ока-

зывать влияние на $\Gamma_0(\lambda)$ и $\Gamma_{\Pi}(\lambda)$ — вклад сверхкрупных капель. В этом случае изменение температуры облака будет намного сильнее влиять на коэффициенты Γ_p и $\Gamma_{рл}$. Поэтому учет влияния температуры сверхкрупных капель на коэффициенты $\Gamma_0(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_{\Pi}(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$ обязателен. Таблиц изменения Γ_0 , Γ_p , Γ_{Π} и $\Gamma_{рл}$ в зависимости от температуры и формы облаков для сверхкрупных капель, здесь приводить не будем. Результаты расчетов показывают, что для сверхкрупных капель температурное изменение Γ_0 , Γ_p , Γ_{Π} и $\Gamma_{рл}$ намного меньше, чем для мелких. Намного раньше, чем для мелких капель, с уменьшением длины волны влияет как бы релаксационная поляризуемость — стремится к нулю и различие коэффициентов при 20 и -20 °С. Особенно это заметно для конвективных облаков: $Cu\ song(max)$, $Cu\ song(min)$, $Cb(max)$ и $Cb(min)$, где уже при $\lambda < 0,5$ мм значения Γ_0 и Γ_0 при 20 и -20 °С почти одинаковы. Для коэффициентов Γ_p и $\Gamma_{рл}$ эта граница несколько ниже $\lambda = 0,3$ мм.

В зависимости от температуры коэффициенты изменяются следующим образом:

Коэффициент ослабления Γ_0 . При $\lambda = 5$ мм, для слоистых облаков изменение температуры от 20 до -20 °С приводит к изменению Γ_0 порядка 10^{-2} дБ/км, для кучевых облаков — порядка 10^{-1} — 10^{-2} дБ/км. При $\lambda = 0,5$ мм для слоистых облаков изменение Γ_0 составляет порядка 10^{-1} дБ/км, а для кучевых облаков — от 1 до 10^{-1} дБ/км.

Коэффициент поглощения Γ_{Π} . Для коэффициента поглощения изменение температуры от 20 до -20 °С приводит к изменениям, идентичным изменениям коэффициента Γ_0 .

Коэффициент рассеяния Γ_p . При $\lambda = 5$ мм для слоистых облаков изменение t от 20 до -20 °С приводит к изменению Γ_p порядка 10^{-3} — 10^{-4} дБ/км, для конвективных облаков — на 10^{-1} — 10^{-2} . При $\lambda = 0,5$ мм для слоистых облаков изменение составляет порядка 10^{-2} — 10^{-3} дБ/км, а для конвективных облаков 10^{-1} — 10^{-2} дБ/км.

Коэффициент радиолокационного отражения $\Gamma_{рл}$. При $\lambda = 5$ мм для слоистых облаков изменение температуры от 20 до -20 °С изменению $\Gamma_{рл}$ составляет порядка 10^{-6} — 10^{-7} м $^{-1}$, для кучевых облаков — 10^{-4} — 10^{-5} м $^{-1}$. Для $\lambda = 0,5$ мм и слоистых облаков изменение составляет 10^{-5} — 10^{-6} м $^{-1}$, а для конвективных облаков — 10^{-4} — 10^{-5} м $^{-1}$.

Приведенный анализ выявил разнообразие изменений коэффициентов Γ_0 , Γ_p , Γ_{Π} и $\Gamma_{рл}$ от температуры капель в облаке, содержащем как мелкие, так и сверхкрупные капли. Обнаружение сверхкрупных капель в облаке привело к усложнению зависимости коэффициентов от температуры капель. Во всех случаях для четкого определения коэффициентов $\Gamma_0(\lambda)$, $\Gamma_p(\lambda)$, $\Gamma_{\Pi}(\lambda)$ и $\Gamma_{рл}(\lambda)$ в реальных облаках требуется четкая информация как о распределении мелких и сверхкрупных капель в облаках, так и о температуре капель в облаке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицам. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. — 348 с.
2. Айвазян Г. М. Экстремальные значения коэффициентов ослабления и радиолокационного отражения ММ и СБММ волн в облаках. — См. настоящий сборник.
3. Левин Л. М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. — М.: Изд. АН СССР, 1961. — 267 с.
4. Радиация в облачной атмосфере/Под ред. Е. М. Фейгельсон — Л.: Гидрометеоздат, 1981. — 280 с.
5. Мазин И. П., Шмелер С. М. Облака: строение и физика образования. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 279 с.
6. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation. — D. Reidel Publish Co., 1978. — 714 p.
7. Андреев Г. А. и др. Распространение миллиметровых и субмиллиметровых волн в тропосфере. — В кн.: Проблемы современной радиотехники и электроники. — М.: Наука, 1980, с. 139—163.

МЕТОДИКА КАЛИБРОВКИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЯРИМЕТРОВ

Одной из важнейших тенденций современной радиолокационной метеорологии является переход к поляризационным методам измерений как в теоретических, так и в экспериментальных исследованиях. Очередной этап развития поляризационных методов связан с анализом поляризационных характеристик (ПХ) рассеяния метеорологических образований [1].

Полное описание отражательной способности метеорологических целей дается статистической матрицей рассеяния, корреляционной матрицей ее элементов и линейно связанной с ней матрицей Мюллера [2]. Наиболее простым для реализации методом является метод измерения всех элементов матрицы Мюллера флуктуирующей метеорологической радиолокационной цели, предусматривающей использование поляризационной модуляции (манипуляции) излучения в приемопередающих антеннах РЛС [3].

Анализ погрешностей лабораторных экспериментальных измерений ПХ метеорологических целей и их классификация, приведенные в работе [4] показывают, что одной из основных компонент мультипликативной составляющей погрешности измерения ПХ являются ошибки, возникающие при преобразовании поляризационных базисов. Эти ошибки, в отличие от ошибок, связанных с погрешностью моделирования и т. п., могут быть учтены на этапе обработки результатов измерений путем введения в оператор обработки калибровочной матрицы метеорологического поляриметра (МП). Для получения калибровочной матрицы МП предлагается методика, включающая следующие этапы:

- измерение вектор-параметров Стокса излучения калибровочного источника с помощью МП;
- решение системы матричных уравнений и вычисление элементов калибровочной матрицы приемопередающего тракта МП.

Получаемая калибровочная матрица подставляется в оператор обработки в качестве мультипликативной составляющей и учитывает таким образом ошибки поляризационных измерений.

Поляризационные параметры излучения и приема поляриметра в общем случае можно описать в виде вектора $S^T = [IQUV]$. Тогда излучение используемой нами в частном случае калибровочной антенны линейной поляризации, установленной с возможностью вращения вокруг оптической оси, описывается вектором параметров Стокса в следующем виде:

$$S_0^T = [1, \cos 2\beta, \sin 2\beta, 0], \quad (1)$$

где β — угол ориентации эллипса поляризации.

Мощность излученного калибровочной антенной сигнала, согласно [5] равная $P = S_0^T S_{\Pi}$, на выходе антенно-фидерного тракта МП

будет определяться углом ориентации вектора поляризации излучаемого сигнала:

$$P(\beta) = I + Q \cos 2\beta + U \sin 2\beta. \quad (1)$$

Нетрудно заметить, что выражение (2) представляет собой разложение в виде тригонометрического ряда Фурье, коэффициентами которого являются параметры Стокса I , Q , U . Предлагается осуществлять вращение калибровочной антенны с угловой скоростью ω , что позволяет перейти к следующему выражению для модуляционной характеристики мощности, принимаемой МП:

$$P(\omega) = I + Q \cos 2\omega t + U \sin 2\omega t. \quad (2)$$

Множитель 2 указывает на то, что угол ориентации вектора поляризации определен на интервале $[0, \pi]$, в то время как функции $\cos \omega t$ и $\sin \omega t$ определены на интервале $[0, 2\pi]$.

С учетом изложенного можно предложить структурную схему калибровки МП, содержащую калибровочную антенну линейной поляризации и генератор стандартных сигналов СВЧ-диапазона (тип РИП). В МП целесообразно ввести умножитель частоты, фазовращатель на 90° , фазовые детекторы и устройства регистрации. Принимаемый антенной МП сигнал поступает на фазовые детекторы на которые с выходов умножителя частоты подается сигнал с частотой 2ω (синфазная и квадратурная составляющие) в качестве опорного сигнала. Выделяемые устройствами регистрации значения амплитуд сигнала представляют собой нормированные значения параметров Стокса.

В ходе поляризационных измерений характеристик рассеяния метеорологических целей в 1977—1988 гг. проводились работы по разработке методики калибровки МП на базе метеорологического радиолокатора МРЛ-1 и лабораторного модельного полигона, которые показали возможность повышения чувствительности метода и корректировки результатов измерений ПХ с помощью калибровочных матриц МП. Недостатком предложенного подхода является отсутствие калибровочного излучения круговой поляризации и невозможность определения погрешности, обусловленной сменой направления вращения вектора поляризации излучения МП вследствие инвариантности параметра Q к направлению вращения. Для устранения этого недостатка необходимо использовать две антенны круговой поляризации — правой и левой вращения, что требует значительной доработки калибровочной антенны.

Полученные результаты измерений ПХ в полевых и лабораторных условиях показывают, что предлагаемая методика позволяет повысить точность измерений коэффициентов матрицы Мюллера в 10—15 %. Это, в свою очередь, расширяет возможности в области повышения достоверности распознавания фазовой структуры облачных образований, геометрических форм гидрометеоров и углов и ориентации по данным радиолокационных наблюдений соответственно во в тех же пределах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kanareikin D. B. et al. Cloud and precipitation investigations by polarization diversity radars in the USSR. — Radio science meeting, 1990, Dallas, Tx.
2. Канарейкин Д. Б., Павлов Н. Ф., Потехин В. Л. Поляризация радиолокационных сигналов. — М.: Советское радио, 1966.
3. Завируха В. К. Об одном оптимальном способе определения поляризационных характеристик метеорологических образований. — Труды ГГО, 1985, вып. 490.
4. Завируха В. К., Сарычев В. А., Степаненко В. Д., Шепкин Ю. Н. Исследование характеристик рассеяния метеорологических и орнитологических объектов в безэховых камерах. — Труды ГГО, 1977, вып. 395.
5. Завируха В. К. О возможности полного определения поляризационных характеристик метеорологических образований с помощью одноканальных радиолокационных станций. — Труды ГГО, 1982, вып. 451.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ СРАВНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СВЧ-РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ СИСТЕМ ДЕЦИМЕТРОВОГО ДИАПАЗОНА В УСЛОВИЯХ ПОЛЕВОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

В июне 1990 г. в рамках договора о сотрудничестве между Институтом электроники (ИЭ) Болгарской Академии Наук и Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова на территории НРБ был проведен совместный эксперимент по дистанционной СВЧ-влагометрии с помощью радиометров дециметрового диапазона.

Цель работ заключалась в проведении сравнительных синхронных измерений несколькими радиометрами одного и близких диапазонов с разными характеристиками помехоустойчивости по одинаковым реперным точкам и СВЧ-зондированию набора тестовых участков с различными значениями влажности, шероховатости и типов растительного покрова.

На базе передвижной автомобильной лаборатории ИЭ БАН был смонтирован многоканальный комплекс в следующем составе:

- СВЧ-радиометр ИЭ БАН на $\lambda = 18$ см,
- СВЧ-радиометр ГГО на $\lambda = 21$ см — 2 комплекта,
- СВЧ-радиометр ИРЭ АН СССР на $\lambda = 21$ см,
- ИК-радиометр.

Сравнительные измерения

Характерной особенностью проведенного эксперимента являлась сложная помеховая обстановка как в районе расположения здания ИЭ БАН, так и в районе расположения открытых тестовых участков, вызванная близостью аэродромного комплекса г. Софии.

Первоначальные измерения характеристик радиометров проводились в лабораторном помещении. Определение чувствительности осуществлялось по величине шумовой дорожки радиометра при подключении на его вход согласованной нагрузки, температура которой соответствовала температуре водяной ванны, в которой нагрузка находилась. Лабораторные измерения позволили единым образом оценить чувствительность всех радиометров, кроме радиометра ИРЭ, для которого были использованы данные технического паспорта. В табл. 1 приведены основные параметры радиометров, использованных в эксперименте.

Дальнейшие измерения в лаборатории и на открытых участках проводились при подключенных антенных устройствах, причем радиометры ГГО и ИРЭ (диапазона 21 см) подключались на две одинаковые антенны ГГО типа „вibrator в резонаторе“. Для калибровки всего радиометрического комплекса вместе с антенной использовались абсолютно черное тело (АЧТ) — поглотитель с высокой степенью черноты, который полностью перекрывал апертуры антенн. Подключение антенных устройств ко входу радиометров даже в лабораторных условиях позволило выявить высокий уровень помех,

Таблица 1

№ п/п	Параметр	ИЭ БАН	ГГО комплект 04	ГГО комплект 05	ИРЭ АН СССР	Примечание
1	Тип радиометра	Супергетеродинный, модуляционный	Прямого усиления, пилот сигнал	Прямого усиления, пилот сигнал	Прямого усиления, модуляционный	
2	λ см	18	21	21	21	
3	Ширина полосы пропускания, МГц		20 ± 2	12 ± 2		
4	Диапазон перестройки полосы пропускания, МГц	—	1380—1460	1380—1460	—	8 положений через 10 МГц
5	Чувствительность, К/с		0,11	0,12	0,07	
6	Тип антенны	Вибратор над экраном	Вибратор в резонаторе или рупоре	Вибратор в резонаторе или рупоре	Печатная антенная решетка	

максимум которых для всех радиометров совпадал с наведением оси диаграммы направленности на предполагаемый источник. При отклонении диаграммы направленности от направления на источник помехи практически исчезали в канале 18 см и существенно уменьшались в канале 21 см (ГГО).

Расположение радиометров на базе передвижной автомобильной лаборатории позволило оценить возможность использования комплексов для СВЧ-зондирования открытых тестовых участков при различном расположении лаборатории и антенн радиометров относительно источника помех. Направление оси диаграммы направленности антенн могло изменяться от $\theta = 0^\circ$ (направление в надир) до $\theta = 180^\circ$ (направление в зенит). Влияние помех оценивалось по смещению, виду и величине шумовой дорожки выходного сигнала радиометра при приеме излучения атмосферы и различных типов подстилающей поверхности.

Использовались следующие типы подстилающей поверхности: голая почва, почва с различной густотой растительности, асфальт, водная поверхность.

Измерения показали полное отсутствие помех в канале 18 см. В каналах 21 см присутствовало значительное количество помех. Вследствие этого радиометр ИРЭ, имеющий относительно большую (100 МГц) и непереключаемую полосу пропускания, оказался неработоспособен во всех ситуациях, несмотря на то, что его полоса пропускания выбрана в районе „радиоастрономического окна” 1400—1427 МГц.

На рис. 1 показаны фрагменты записи двух радиометров диапазона 21 см (ИРЭ и ГГО) излучения ровного асфальта, атмосферы в зените и АЧТ, перекрывающего апертуру.

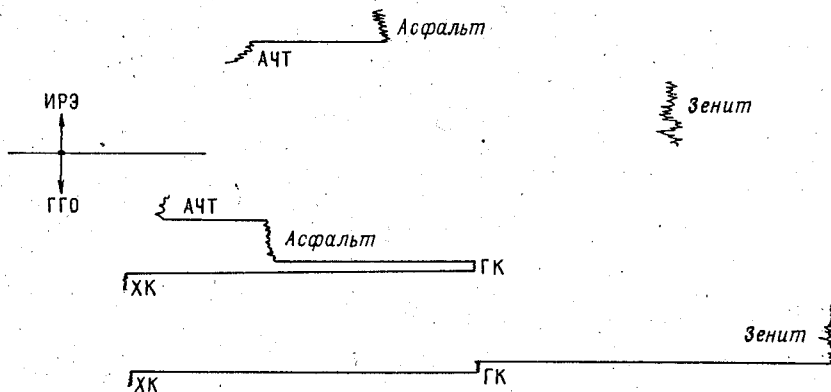


Рис. 1. Фрагмент записи радиометрами ИРЭ и ГГО ($\lambda = 21$ см) излучения ровного асфальта, атмосферы в зените и АЧТ.

Возможность перестройки полосы пропускания в комплектах аппаратуры ГГО позволили получить интересные зависимости интенсивности помех при дискретной (через 10 МГц) перестройке центра полосы пропускания. На рис. 2 приведен фрагмент записи антенной температуры в зените для двух комплектов радиометров ГГО канала 21 см. Отчетливо прослеживаются сильные помехи „локаторного" типа при некоторых положениях настройки и возможность их практически полного подавления за счет сдвига полосы пропускания всего лишь на 10 МГц. Оценка работы двух комплектов радиометров с перестраиваемой полосой пропускания показала, что помеха одинаково фильтруется и тем, и другим радиометром. В табл. 2 показана качественная зависимость степени влияния помехи от положения настройки с учетом ошибки настройки начального положения полос пропускания двух комплектов.

Таблица 2

№ п/п	Настройки	Комплект 04	Комплект 05
1	1		Нет помех
2	2	Сильная помеха	Нет помех
3	3	Нет помех	Нет помех
4	4	Сильная помеха	Сильная помеха
5	5	Нет помех	Нет помех
6	6	Сильная помеха	Сильная помеха
7	7	Слабая помеха	Нет помех
8	8	Слабая помеха	Нет помех
9	9	Слабая помеха	

Очевидна полная корреляция записей двух комплектов радиометров ГГО. Лучшие фильтрующие качества имеет комплект 05, что объясняется использованием в его составе четырехзвенного перестраиваемого фильтра с более узкой полосой и крутизной амплитудно-частотной характеристики по сравнению с двухзвенным фильтром, использованным в комплекте 04.

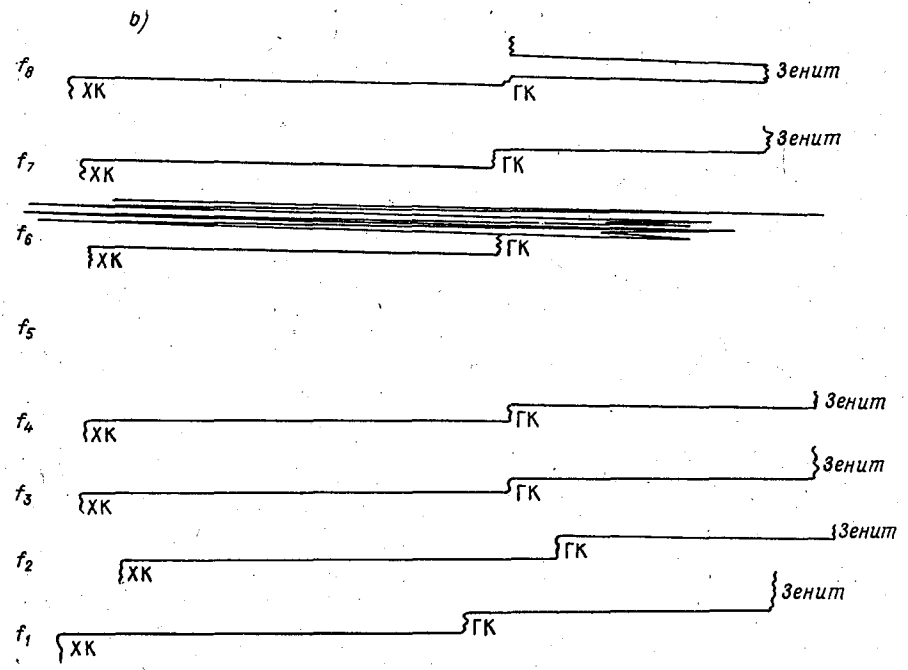
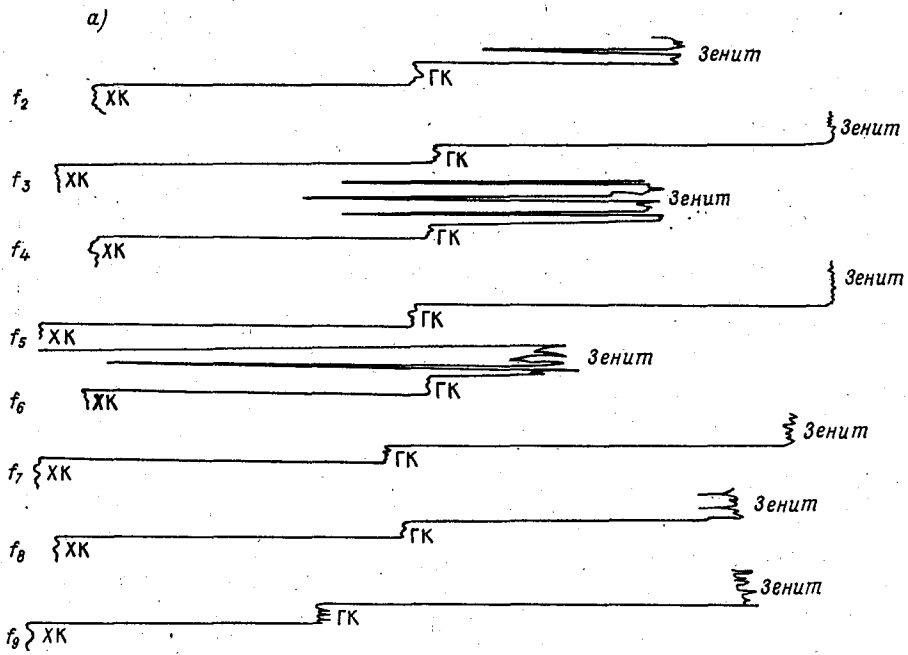


Рис. 2. Фрагмент записи антенной температуры радиометром ГГО
 а — комплект 04, б — комплект 05.

Проведенный эксперимент доказывает, на наш взгляд, следующее:

— невозможность использования для СВЧ-зондирования в диапазоне 21 см радиометров с широкой полосой пропускания;

— целесообразность использования в составе радиометров перестраиваемых узкополосных фильтров, позволяющих оперативно произвести оценку помеховой обстановки и выбрать оптимальный для данного района рабочий участок спектра частот.

**ПРОГРАММНО-АППАРАТНЫЙ АНАЛИЗАТОР ПОМЕХ
ОТ ИМПУЛЬСНОГО БЛОКА ПИТАНИЯ ЛАЗЕРА
В АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЕ
ЛАЗЕРНОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ
АТМОСФЕРЫ**

Для изучения оптико-физических характеристик атмосферы в ИРЭ АН СССР разработана автоматизированная система на основе применения лидара [1]. В системе используется рубиновый лазер с длиной волны 0,69 мкм, энергией в импульсе излучения 0,14 Дж и длительностью импульса 30 нс.

Экспериментальная установка состоит из лидара, регистрационно-управляющего оборудования, выполненного в стандарте КАМАК, мини-ЭВМ „МС 1212“. Структурная схема установки приведена на рис. 1.

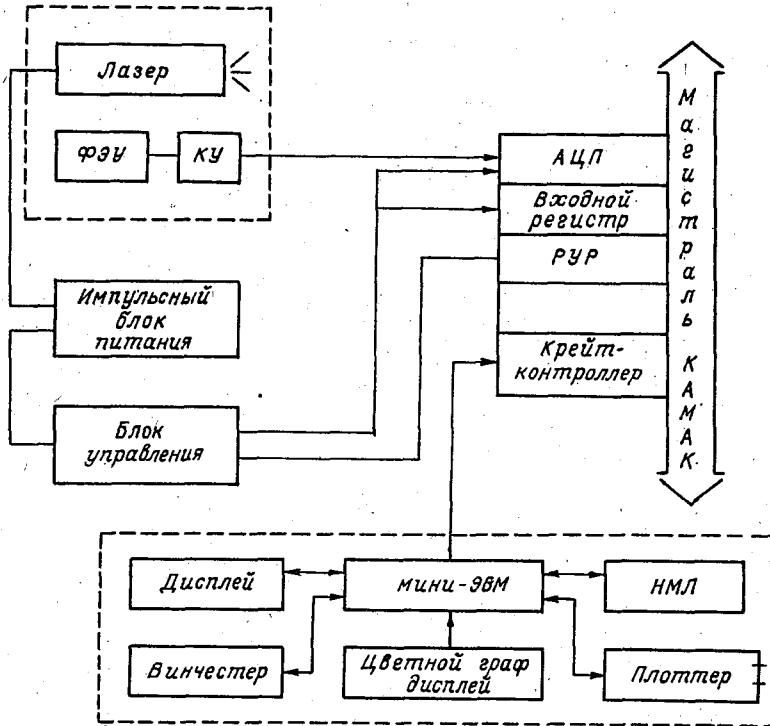


Рис. 1. Структурная схема автоматизированной системы регистрации оптико-физических параметров атмосферы с применением лидара.

Рассеянный от находящихся в атмосфере частиц сигнал попадает на приемный объектив лидара и через интерференционные фильтры проходит на фотоэлектронный умножитель (ФЭУ). Для регистрации принятого сигнала используется быстродействующий 8-разрядный

аналого-цифровой преобразователь (АЦП) типа Ф4226, выполненный в стандарте КАМАК [2]. АЦП оцифровывает принятый сигнал с периодом 50 нс и заполняет промежуточную оперативную память (ОП) емкостью 1024 x 8 бит. АЦП Ф4226 имеет два внешних разъема: разъем „ЗАПУСК“ для подачи внешнего запускающего импульса и разъем „ВХОД2“, являющийся измерительным входом. Содержимое ОП считывается по магистрали КАМАК в мини-ЭВМ для дальнейшей обработки. Результаты измерений в виде таблиц и графиков отображаются на экране цветного графического видеотерминала типа „Электроника 32 ВТЦ 201“. Модули КАМАК — регистр управления реле (РУР) и входной регистр (Вх. Р) — предназначены для связи с блоком управления лидаром (БУ), основное назначение которого состоит в следующем:

- управление механизмом установки нужного угла приемопередатчика;
- выдача сигналов управления на импульсный блок питания лазера (БПИ);
- обеспечение синхронизации приема сигнала обратного рассеяния и режима запуска АЦП.

Одна из проблем, возникающих у разработчиков лидарных систем — борьба с шумами и помехами, влияющими на работу электронных схем установки. БПИ является одним из источников таких помех.

БПИ выдает требуемое импульсное напряжение (1,8 кВ) на лампы накачки. Временная диаграмма работы БПИ представлена на рис. 2. Для регистрации сигнала обратного рассеяния необходим

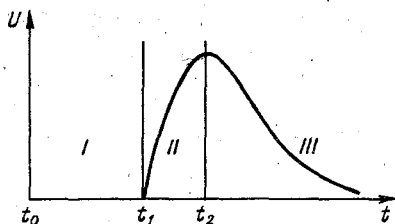


Рис. 2. Временная диаграмма работ БПИ.

t_0 — момент подачи сигнала „Пуск“ в ЭВМ; t_1 — начало импульсного разряда высоковольтных конденсаторов на лампы накачки; t_2 — генерация лазера; I — заряд конденсаторов БПИ (10—12 с); II — накачка лазера; III — световая вспышка лампы накачки.

чтобы начало цикла работы АЦП совпадало с моментом лазерной генерации. Для этого в блоке лазерного передатчика смонтирован фотодиод ФД-2, синхросигнал с которого приводится к уровню ТТЛ в блоке управления и выдается на разъем „ЗАПУСК“ АЦП. Однако в большинстве случаев запуск АЦП происходит в момент разряда конденсаторов в БПИ, который дает мощную помеху в цепь выдачи синхроимпульса от БУ, что ведет к потере информации. Традиционные методы уменьшения помех от БПИ дают положительный эффект лишь в лабораторных условиях, а такая система должна гарантировать работу установки в полевых условиях.

Принцип работы предлагаемой схемы основан на программно-аппаратном анализе сигналов, проходящих в цепи запуска АЦП. Структурная схема анализатора представлена на рис. 3. Формирователь импульсов (ФИ) приводит сигнал с ФД к уровню ТТЛ (временная диаграмма работы ФИ изображена на рис. 4). Преобразованный сигнал помехи поступает на один из разрядов Вх. Р и анализируется с помощью ЭВМ. В это время АЦП находится в режим

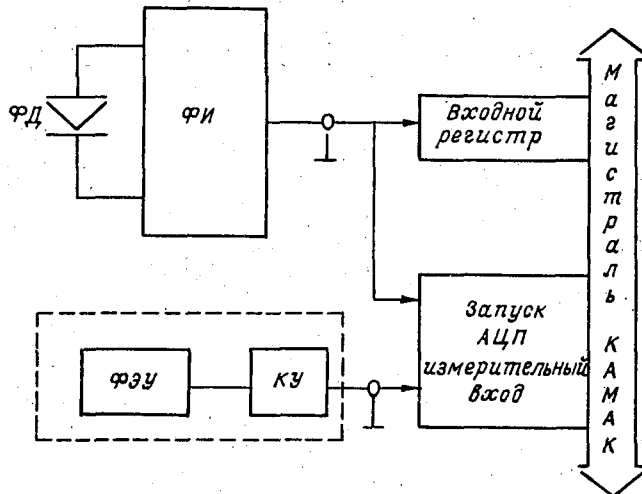


Рис. 3. Структурная схема анализатора помех.
 ФД — фотодиод; ФИ — формирователь импульсов; КУ — кабельный усилитель.

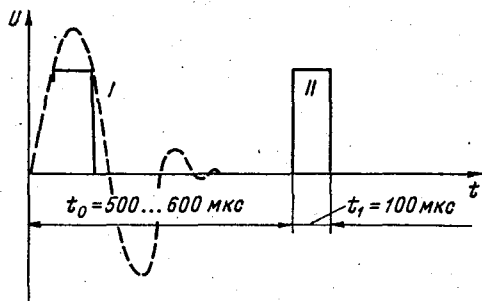


Рис. 4. Временная диаграмма работы формирователя импульсов по сигналу помехи от БПИ.

I — преобразование сигнала помехи в сигнал ТТЛ для программно-аппаратного анализа;
II — импульс внешнего запуска АЦП Ф2642.

ожидания импульса внешнего запуска. Как только в результате тестирования нужного разряда Вх. Р система опознает сигнал помехи, то команде программы модуль АЦП переводится в режим „преобразование“. При приходе импульса от лазерной генерации АЦП начинает цикл преобразования и сигнал обратного рассеяния регистрируется в ОП модуля. Функциональная схема логики работы анализатора представлена на рис. 5.

Система автоматизации лидара, в которой применен этот метод защиты от помех, установлена в 1990 г. в г. Дубна на измерительном полигоне Международного экспериментального центра спутниковой связи и прошла успешные испытания.

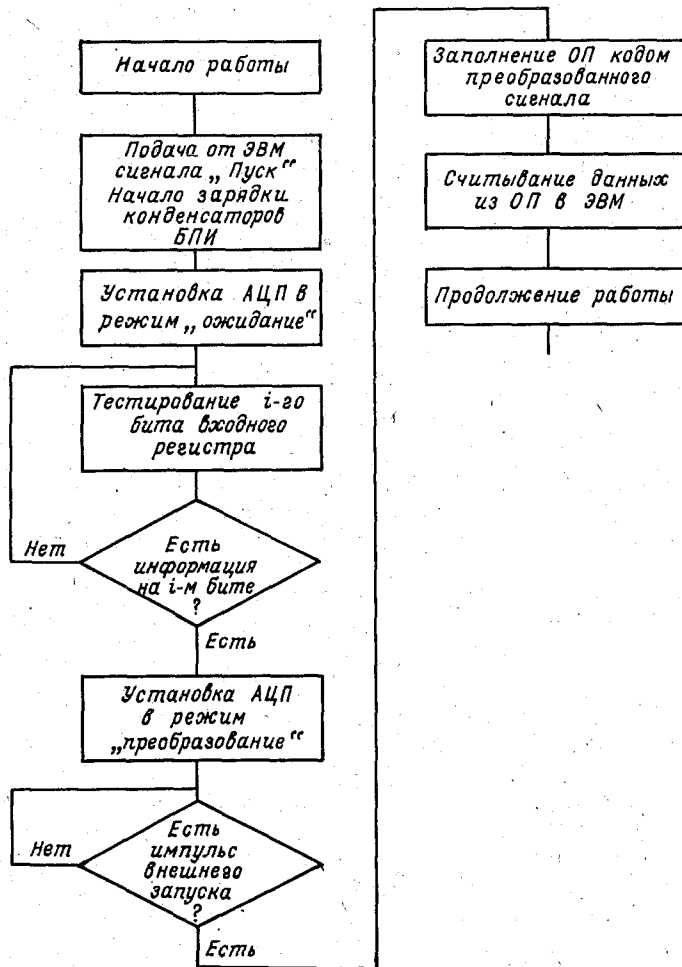


Рис. 5. Функциональная схема логики работы программно-аппаратного анализатора помех от БПИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Р. Межерйс. Лазерное дистанционное зондирование атмосферы. — М. Мир. — 1987.
2. Преобразователь аналого-цифровой Ф4226. — Техническое описание и инструкция по эксплуатации.
3. Г. Отт. Методы подавления шумов и помех в электронных системах. — М. Мир. — 1979.

НЕСТАЦИОНАРНАЯ ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ

Кучево-дождевое (или градовое) облако представляет собой пример существенно нестационарного конвективного процесса. Опыт численного экспериментирования на основе струйной модели градового облака [7] показал, что реалистическое описание явления невозможно без учета обратных связей между микрофизикой (точнее, осадкообразованием) и термогидродинамикой. В квазистационарной струйной модели суперячейкового градового облака [3, 4] предприняты попытки пространственно разделить области восходящего потока и осадков. Однако и в этом случае результаты расчетов, более или менее адекватные наблюдениям, достигаются лишь путем „настройки“ модели — подбором соответствующих значений эмпирических параметров, не определяемых непосредственно условиями развития процесса.

Представляется очевидным, что дальнейший прогресс в исследованиях осадкообразования в конвективных облаках и путей управления ими возможен на пути перехода к нестационарным моделям.

1. Общее описание модели

Модель предназначена для изучения динамики конвективных облаков — их зарождения, роста, формирования осадков и разрушения — в режимах естественного развития и при воздействии путем внесения кристаллизующих реагентов. Предполагается, что модель позволит разрешить дискуссионный до сих пор вопрос о механизме влияния реагента на облачные процессы: определяется ли результат воздействия изменением спектров облачных частиц и частиц осадков (механизмы конкуренции или массовой кристаллизации переохлажденной воды) или ускорением осадкообразования и, как следствие, изменением динамических характеристик облака — переходом его в стадию диссипации.

В связи с этим представляется важным предусмотреть в модели возможность расчета процессов, связанных с внесением реагента. Поскольку параметрическое описание этих процессов недостаточно разработано, то в описываемой здесь модели осуществляется непосредственное интегрирование кинетических уравнений коагуляции (КУК) для спектров капель и ледяных частиц (рассматривается трехфазная система пар + вода + лед). Параметрические соотношения используются только при формировании капельного спектра на облачных ядрах конденсации (ОЯК).

КУК решаются одновременно с системой уравнений термогидродинамики, записанных с обычными упрощениями для явлений мезометеорологического масштаба (без учета кориолисовой силы). Таким образом, модель является нестационарной и четырехмерной в фазовом пространстве: три декартовы координаты плюс пространство размеров. Детализация микроструктуры облака — учет формы частиц, их возраста, плотности и т. д. — требует дальнейшего увеличения размерности фазового пространства. Необходимая при этом

степень дискретизации всех независимых координат не может быть достигнута на общедоступных в настоящее время типах ЭВМ. Поэтому ряд характеристик, определяющих физику осадкообразования, например режимы роста градин (сухой, мокрый) или срыв воды при их таянии, рассчитываются непосредственно по текущим данным в соответствующем расчетном узле, без учета „предистории“.

Моделируемый объем представляет собой параллелепипед с горизонтальными ребрами длиной 30 км и высотой 14 км. Заданные на боковых гранях фоновые распределения параметров атмосферы определяют граничные условия для уравнений термогидродинамики. Интегрирование уравнений осуществляется в узлах регулярной сетки $1 \cdot 1 \cdot 0,5$ км. Конвекция инициализируется заданием перегрева в приземных узлах сетки. Если всплывающий термик достигает уровня конденсации, то дальнейшее развитие облака определяется энергией влажностеустойчивости.

Модель реализована на ЭВМ ЕС-1046, на алгоритмическом языке „Фортран“. Отношение затрат машинного времени к физическому времени процесса составляет в среднем 1 ч/1 мин.

2. Система уравнений

Модель включает в себя трехмерные уравнения термогидродинамики в негидростатическом приближении и кинетические уравнения коагуляции для трехфазной среды. Уравнения неразрывности и составляющих скорости воздушного потока u_i вдоль осей декартовой системы координат x_i представлены в виде

$$\operatorname{div}(\rho \mathbf{v}) = 0, \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = & -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} K \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) + \\ & + \delta_{i,3} g \left(\frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - \frac{q_w + q_{ic}}{\rho} \right), \end{aligned} \quad (2)$$

где $i, j = 1, 2, 3$ — суммирование по повторяющемуся индексу; t — время; $\rho = \rho(x_i, t)$ — плотность воздуха; $p' = p - p_e$ — возмущение давления; $p_e = p_e(x_i)$ — фоновое давление; g — ускорение свободного падения; T_v, T_{ve} — виртуальные температуры в моделируемом пространстве и фоновая; q_w, q_{ic} — абсолютные водность и ледность в облаке; $K = K(x_i, t)$ — коэффициент турбулентности, который, как и в [1], выражается через его фоновое значение K_e и число Ричардсона Ri:

$$K = K_e + \begin{cases} cl^2 |\operatorname{def}| \sqrt{1 - \operatorname{Ri}}, & \operatorname{Ri} < 1, \\ 0, & \operatorname{Ri} \geq 1, \end{cases} \quad (3)$$

где

$$\operatorname{Ri} = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial x_3} + \left[\begin{array}{c} \gamma_a \\ \gamma_{\text{ва}} \end{array} \right] \right) / (\operatorname{def})^2, \quad (3')$$

$$\text{def} = \left[2 \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_i} \right)^2 + \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad i \neq j, \quad (3'')$$

$\gamma_a, \gamma_{ва}$ — сухо- и влажноадиабатический градиенты температуры, подставляемые в формулу (3') в зависимости от того, в какой среде — облачной (насыщенной) или внеоблачной — находится соответствующий расчетный узел. В формуле (2) второе слагаемое слева учитывает адвективное изменение скорости в узле сетки, первое слагаемое справа — влияние градиента давления, второе — турбулентное перемешивание, третье — архимедову плавучесть ($\delta_{i,3}$ — символ Кронекера).

Уравнение сохранения энергии записано применительно к возмущению температуры T' :

$$\frac{\partial T'}{\partial t} + u_j \frac{\partial T'}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} K \frac{\partial T'}{\partial x_j} - u_3 \left(\frac{\partial T_e}{\partial x_3} + \gamma_a \right) \frac{T}{T_e} + \frac{L_w}{\rho c_p} \left(\frac{\partial q_w}{\partial t} \right)_{\text{cond}} + \frac{L_{ic}}{\rho c_p} \left(\frac{\partial q_{ic}}{\partial t} \right)_{\text{fr}} + \frac{L_w + L_{ic}}{\rho c_p} \left(\frac{\partial q_{ic}}{\partial t} \right)_{\text{subl}}, \quad (4)$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; L_w и L_{ic} — энергия фазовых превращений пар—вода и вода—лед соответственно.

Второе слагаемое слева, как и в формуле (2), учитывает адвективный перенос, первое справа — турбулентное перемешивание (для $i = 1, 2, 3$), второе слагаемое — адиабатическое изменение температуры в поднимающемся или опускающемся воздухе, остальные — изменение температуры в результате выделения (поглощения) тепла фазовых превращений: конденсации (испарения), замерзания (таяния) и сублимации (возгонки).

Уравнение сохранения водяного пара, записанное для его массовой доли q , имеет вид

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u_j \frac{\partial q}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} K \frac{\partial q}{\partial x_j} + \frac{\dot{s}}{\rho}, \quad (5)$$

где \dot{s} — интенсивность источника (стока) водяного пара, определяемого фазовыми превращениями:

$$-\dot{s} = \left(\frac{\partial q_w}{\partial t} \right)_{\text{cond}} + \left(\frac{\partial q_{ic}}{\partial t} \right)_{\text{subl}}. \quad (6)$$

Конденсационное изменение влажности (аналогично сублимационное — ледности) определяется выражением

$$\left(\frac{\partial q_w}{\partial t} \right)_{\text{cond}} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\int_0^\infty \varphi_w(r) \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_w dr \right), \quad (7)$$

где ρ_w — плотность воды; $\varphi_w = \varphi_w(r) = \varphi_w(x_j, r, t)$ — функция распределения капель по размерам r .

Пренебрегая на малом временном интервале изменением $\varphi_w(r)$, перепишем уравнение (7) в виде

$$\left(\frac{\partial q_w}{\partial t}\right)_{\text{cond}} = \int_0^\infty \varphi_w(r) 4\pi r^2 \rho_w \left(\frac{\partial r}{\partial t}\right)_{\text{cond}} dr. \quad (8)$$

Скорость конденсационного роста капель вычисляется по формуле

$$\dot{r} = \left(\frac{\partial r}{\partial t}\right)_{\text{cond}} = \frac{D \mu E_w}{\rho_w K N_A T r} \left(f - 1 - \frac{r_w^+}{r}\right) \frac{1}{1 + \chi_w}, \quad (9)$$

где D — коэффициент молекулярной диффузии водяного пара; E_w — давление насыщенного водяного пара над водой; μ — молярная масса воды; k , N_A — постоянная Больцмана и число Авогадро; r_w^+/r — томпсоновская добавка, учитывающая зависимость давления насыщающего пара от радиуса кривизны; χ_w — параметр, учитывающий нагрев капли.

Уравнение для скорости сублимационного роста имеет аналогичный вид:

$$\left(\frac{\partial r}{\partial t}\right)_{\text{subl}} = \frac{D \mu E_w}{\rho_{ic} K N_A T r} \left(f - \frac{E_{ic}}{E_w} - \frac{r_{ic}^+}{r}\right). \quad (10)$$

Суммарные водность и ледность находятся интегрированием:

$$q_{w(ic)} = \int_0^D \varphi_{w(ic)}(r) \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_{w(ic)} dr. \quad (11)$$

Изменения функций распределения капель и ледяных частиц определяются кинетическими уравнениями коагуляции. Для капельного спектра

$$\begin{aligned} \frac{\partial \varphi_w}{\partial t} + u_j \frac{\partial \varphi_w}{\partial x_j} - v_w(r) \frac{\partial \varphi_w}{\partial x_3} + \frac{\partial}{\partial r} (r \varphi_w) = \\ = \frac{\partial}{\partial x_j} K \frac{\partial \varphi_w}{\partial x_j} + \sum_{m=1}^8 I_m, \quad j = \overline{1, 3}, \quad m = \overline{1, 8}, \end{aligned} \quad (12)$$

где $v_w(r)$ — скорость падения капель относительно воздуха; I_m — интегралы, определяющие изменения спектра в результате следующих процессов:

— коагуляции капель с каплями:

$$I_1 + I_2 = \frac{1}{2} \int_0^r \beta_w(r - r', r') \varphi_w(r') \varphi_w(r - r') dr - \\ - \varphi_w(r) \int_0^\infty \beta_w(r, r') \varphi_w(r') dr', \quad (13)$$

де $\beta_w(r, r')$ и $\beta_w(r - r', r')$ — ядра интегралов коагуляции вода—

да; — коагуляции капель с кристаллами:

$$I_3 = \theta(T_0 - T) \varphi_w(r) \int_0^\infty \beta_{ic, w}(r, r') \varphi_{ic}(r') dr', \quad (14)$$

де $\theta(T_0 - T)$ — функция Хэвисайда; $T_0 = 273,15$ К, $\beta_{ic, w}$ — ядро

нтеграла коагуляции вода—лед;

— дробления крупных капель при превышении ими критического

азмера $r_{кр}$

$$I_4 = \int_{r_{кр}}^\infty \gamma_4(r, r') \varphi_w(r') dr', \quad (15)$$

де $\gamma_4(r, r')$ — вероятность образования капель радиусом r при дроб-

лении капли радиусом r' ;

— образования капель при таянии ледяных частиц в теплой ча-

ги облака:

$$I_5 = \theta(T - T_0) \int_0^\infty \gamma_5(r, r') \varphi_{ic}(r') dr', \quad (16)$$

— образования капель при срыве водяной пленки с градины, рас-

ущей в мокром режиме:

$$I_6 = \theta(T_0 - T) \int_{r_{м.м}}^\infty \gamma_6(r, r', q_w, T) \varphi_{ic}(r') dr', \quad (17)$$

де $r_{м.м}$ — минимальный радиус градин, растущих в мокром режиме;

— образования капель при активации ядер конденсации:

$$I_7 = \gamma_7(r, \Delta s, u_3) \varphi_{ОЯК}(r), \quad (18)$$

де $\gamma_7(r, \Delta s, u_3)$ — доля капель радиусом r , образующихся при пе-

есящении Δs и вертикальной скорости u_3 при заданной (фиксиро-

анной) функции распределения ОЯК $\varphi_{ОЯК}$ (в качестве $\varphi_{ОЯК}$ ис-

пользовано распределение, рекомендованное в [6]);

— замерзания капель:

$$I_8 = -\theta(T_0 - T) \frac{4}{3}\pi r^3 \Omega(T) \varphi_w(r), \quad (19)$$

где $\Omega(T)$ — скорость образования ледяных зародышей в единичном объеме переохлажденной воды. Обобщая результаты многочисленных опытов по замораживанию переохлажденной воды для суммарного действия механизмов гомогенной и гетерогенной нуклеации как на более вероятную в диапазоне температур $230 \text{ K} < T < T_0$ можно использовать зависимость

$$\Omega(T) = -3 \cdot 10^{-4} (T - T_0) \cdot 10^{-(T - T_0)/4}, \quad (20)$$

где $\Omega(T)$ — в $(\text{см}^3 \cdot \text{с})^{-1}$, если T — в кельвинах.

Система уравнений включает в себя также уравнения статики состояния, зависимости E_w и E_{ic} от температуры, скоростей падения капель и ледяных частиц и коэффициентов захвата между ними от размеров частиц и ряд других, которые здесь не приводятся.

3. Численное решение

При реализации модели для расчета упомянутых выше процессов использовались различные численные схемы, в том числе две — для адвективного переноса: первая использованная для решения уравнения (2), в основном повторяет методику решения, описанную в [6]. Это схема типа предиктор — дивергентный корректор является усовершенствованием распространенного метода расщепления. Она не явная, консервативная и немонотонная. Имеет второй порядок точности по пространству и времени. Вторая схема — Мак-Кормак [5] — подробно описана в [1]. Она явная, консервативная и слабо немонотонная, используется для решения уравнений (4), (5) (12) — при расчетах полей температуры, влажности и концентрации частиц.

Поводом для такой комбинации послужило то обстоятельство, что при прогонке в неявной схеме существенно положительные величины могут принимать отрицательные значения, противоречащие физическому смыслу. В то же время реализация схемы Мак-Кормака предполагает, что составляющие скорости отнесены к граням элементарных объемов, в центрах которых определены скалярные величины. Для расчета переноса составляющие скорости необходимо интерполировать в центры счетных объемов, что приводит к дополнительным ошибкам и затратам времени. Комбинация двух схем позволяет в большей степени использовать их достоинства и исключать недостатки.

Для того чтобы решение удовлетворяло уравнению неразрывности (1), на каждом временном слое решается трехмерное уравнение Пуассона для возмущения давления

$$\nabla^2 p' = \frac{1}{\Delta t} \text{div}(\rho v^*) + g \frac{\partial}{\partial x_3} \left[\rho \left(\frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - \frac{q_w + q_{ic}}{\rho} \right) \right], \quad (21)$$

которое получается дифференцированием по x_i уравнений (2).

В уравнении (21) v^* — вектор скорости воздуха, получаемый после решения уравнения (2) без первого члена в правой части, а Δt — шаг по времени.

Методика решения уравнения (21) аналогична приведенной в [6]. Отличие заключается в том, что здесь используются различные пространственные шаги и учитываются горизонтальные градиенты плотности и давления, так как при глубокой конвекции они могут быть соизмеримы с вертикальными.

В отличие от [1] для устойчивости решения в схеме Мак-Кор-мака чередуются варианты „поток назад” и „поток вперед”. Они получают друг из друга перестановкой предиктора и корректора в зависимости от четности номера шага.

Для того чтобы согласовать временные шаги при решении уравнений термогидродинамики и микрофизики, при расчетах конденсационно-сублимационных процессов использовалась итерационная процедура, подробно описанная в работе [2]. Это позволило все уравнения решать с шагами во времени, ограниченными лишь критерием Куранта для декартова пространства.

4. Начальные и граничные условия

При моделировании мезомасштабных метеорологических процессов естественными граничными и начальными условиями являются параметры процессов синоптического масштаба. При этом предполагается, что последние сохраняются неизменными во время развития конвективных облаков. Поэтому в качестве граничных условий задаются фактические (или предвычисленные на время развития конвекции) вертикальные профили давления, температуры, влажности и скорости ветра. Результаты зондирования интерполируются в узлы сетки, при этом значения p_e и T_e адаптируются между собой и к расчетной схеме таким образом, чтобы удовлетворялись уравнения статики и состояния при численном дифференцировании.

Для того чтобы уменьшить влияние граничных условий на результаты расчета, для температуры, влажности и концентраций частиц ставились условия типа „открытой границы”.

Для уравнения Пуассона решалась задача Неймана с нулевыми граничными условиями, т. е. поддерживался нулевой градиент p и постоянные значения u_i на всех боковых границах. При этом на всех боковых границах $u_3 = 0$. На верхней и нижней гранях параллелепипеда для u_1 и u_2 задаются условия скольжения ($\partial u_{1,2}/\partial x_3 = 0$).

5. Представление результатов

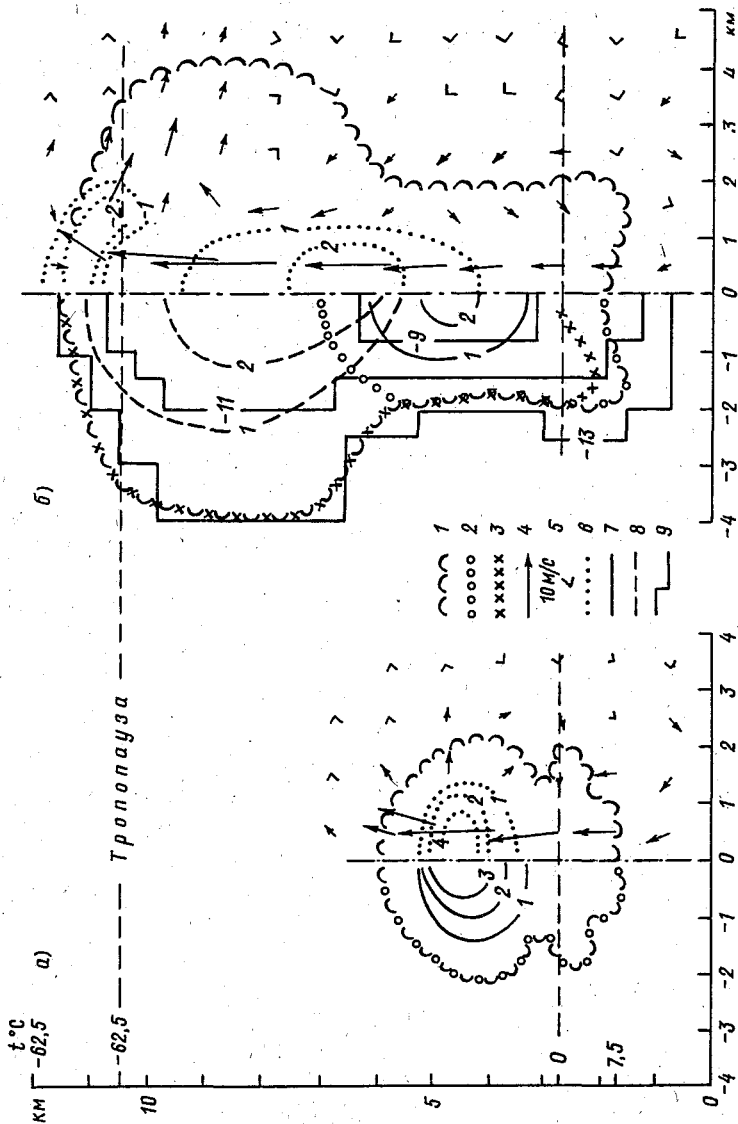
При реализации модели через произвольно задаваемое число шагов по времени выдаются на печать и (или) записываются на магнитный носитель для последующего вывода на графопостроитель распределения в двух вертикальных и одном горизонтальном сечениях следующих характеристик:

— трех составляющих скорости u_1, u_2, u_3 ;

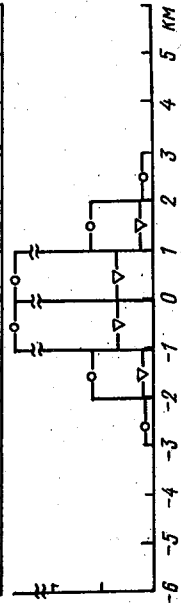
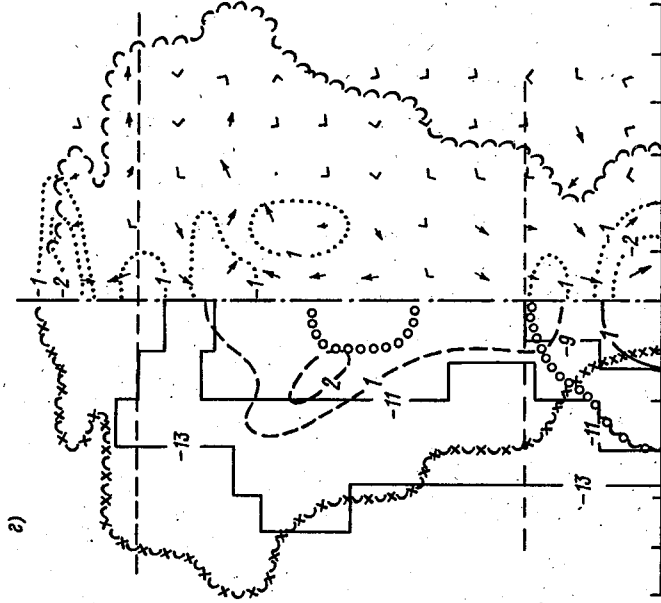
Рис. 1. Динамика конвективного облака — вертикальные разрезы для различных моментов времени.

а — 20 мин, б — 29 мин, в — 35 мин, г — 42 мин.

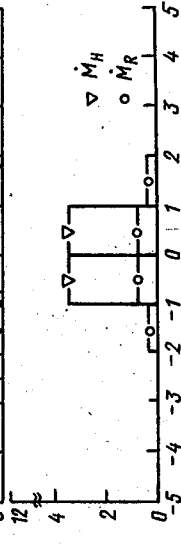
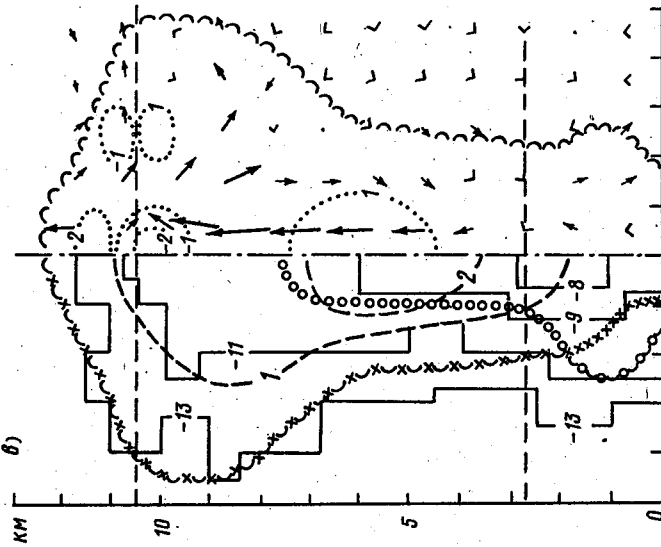
1 — внешний контур облака; 2 и 3 — границы распространения водяной и ледяной фаз (1, 2, 3 соответствуют изолиниям $q_w + q_c$, q_w , $q_c > 0,01 \text{ г/м}^3$); 4 — масштаб вектора скорости воздуха потока; 5 — направление потока для узлов, в которых модуль скорости меньше 1 м/с ; 6 — изолинии возмущения температуры T' (θ — жельешина); 7 и 8 — изолинии влажности q_w и ледности q_c (г/м^3); 9 — изолинии логарифма отражаемости



б)



б)



- возмущений (отклонений от фоновых) температуры T' и давления p'_2 ;
- пресыщения $\varepsilon = f - 1$;
- водности q_w и ледности q_{ic} ;
- коэффициента турбулентности K ;
- радиолокационной отражаемости (точнее, $\lg \eta$).

Кроме того, для анализа динамики внутриоблачных процессов выдаются на печать в тех же сечениях распределения скоростей конденсации $(\partial q_w / \partial t)_{\text{cond}}$, сублимации $(\partial q_{ic} / \partial t)_{\text{subl}}$, непосредственного замерзания $(\partial q_{ic} / \partial t)_{\Omega}$, контактного замерзания (коагуляции капель с мелкими ледяными частицами) $(\partial q_{ic} / \partial t)_w - ic$ и захвата капель крупными ледяными частицами $(\partial q_{ic} / \partial t)_{ic} - w$.

В качестве выходных характеристик модели на поверхности Земли (нижней границе моделируемого пространства) выдаются двумерные поля потоков массы дождя M_R и града M_H (ледяных частиц радиусом больше 3 мм), потоков кинетической энергии дождя K_R и града K_H , интегральных за все время процесса масс и кинетических энергий дождя и града M_R и M_H , K_R и K_H , отнесенных к единичной площади, и общей массы дождя TM_R и града TM_H , выпадающих из облака.

6. Результаты численного эксперимента

В качестве примера, иллюстрирующего возможности модели, ниже приводятся результаты численного моделирования развития мощного конвективного облака. Численный эксперимент выполнен для штительных условий. Распределение фоновой температуры задано сухобезразличным в нижнем слое атмосферы — от поверхности Земли до 1,75 км, влажнонеустойчивым ($\gamma = 8$ К/км) от 1,75 до 10,5 км, выше — изотермия. Фоновая относительная влажность менялась от 50 % у поверхности Земли до 70 % на высоте 1,75 км, а выше оставалась постоянной. Для инициализации конвекции на двух приземных уровнях (0,25 и 0,75 км) в четырех центральных узлах задан перегрев 0,5 К.

Последовательные стадии развития облака представлены на рис. 1. На нем приведены осевые сечения облака в плоскости $x_1 O x_3$. По вертикали отложено расстояние по оси x_3 (высота), указаны значения температуры на уровнях излома градиентов и для наглядности положения нулевой изотермы. По горизонтали отложено расстояние по оси x_1 . Слева на разрезах показаны поля водности, ледности и радиолокационной отражаемости ($\lg \eta$), справа — возмущение температуры в облаке относительно фоновой и проекции вектора скорости воздушного потока на вертикальную плоскость $x_1 O x_3$.

Первый разрез (рис. 1 а) отражает раннюю стадию формирования облака. В верхней части облака четко выделяется ядро с большим перегревом и торообразной циркуляцией. В нижней части различивается турбулентный след с вертикальными точками, достигающими 10 м/с, но со сравнительно небольшой еще водностью ($q_w < 1$ г/м³). В верхней части облака $q_w > 3$ г/м³, ледяных частиц еще

ет, радиолокационная отражаемость не превышает пороговое значение 10^{-15} см⁻¹ — „на экране локатора“ облако не наблюдается.

Следующий разрез (рис. 1 б) характеризует облако в момент, предшествующий выпадению осадков. Точнее говоря, осадки в облаке уже сформировались: граница ледяной фазы опустилась ниже нулевой изотермы, появление зоны повышенной отражаемости $\gamma > 10^{-9}$ см⁻¹ свидетельствует о наличии здесь крупных частиц осадков. Верхняя часть облака — выше 9 км — полностью закристаллизована. Вблизи оси облака практически по всей его высоте наблюдается восходящий поток, максимум скорости которого $u_z > 20$ м/с отмечается на высотах 8—9 км. Выше тропопаузы появилась небольшая зона отрицательного перегрева.

Рисунок 1 в отражает стадию выпадения града. Здесь радиолокационная отражаемость достигает максимального значения (более 10^{-8} см⁻¹). Восходящие токи сохранились в средней и верхней частях облака. Внизу, особенно на периферии облака, сформировались нисходящие токи, связанные с выпадением осадков. В нижней части рисунка приведено распределение потоков массы дождя и града (M_R и M_H) на поверхности Земли. Как легко видеть, на этой стадии интенсивность града существенно больше, чем дождя.

На 42-й минуте (рис. 1 г) выпадение осадков из облака продолжается. Зона повышенной отражаемости опускается под облако. Однако интенсивность градобития уменьшилась, основной вклад в осадки и отражаемость дает дождь. Впрочем интенсивность дождя уже ослабевает. Большая часть облака охвачена нисходящими токами — облако разрушается. В предвершинной части облака на рис. 1 в и г, можно заметить не поддающееся физической интерпретации чередование областей положительного и отрицательного перегрева и соответствующих изменений скорости потока. Вероятно, появление этих очагов связано с дефектами численной схемы, в частности с большими пространственными шагами вычислительной сетки.

Общая динамика полей водности и ледности и характеристик осадков представлена на рис. 2. На рис. 2 а отражено изменение со временем распределения по вертикали общей водности $q_w + q_{ic}$ на оси облака. Здесь же показан ход верхней и нижней границ облака на его оси, положение линий нулевой водности и ледности ($q_w, q_{ic} < 0,01$ г/м³). Анализируя рисунок, следует отметить нелюбопытный характер поля $q_w + q_{ic}$. В головном термике в сравнительно тонком слое формируется зона повышенной водности, переходящая затем при низких температурах в зону повышенной ледности. Однако зона осадков непосредственно связана со вторичным максимумом $q_w + q_{ic}$, формирующимся в турбулентном следе за головным термиком.

На рис. 2 б приведено временное изменение характеристик града вблизи поверхности земли: концентрации n , среднего кубического радиуса \bar{r}_3 и потока кинетической энергии на единичную поверхность K_H . Видно, что первыми достигают Земли наиболее крупные градины, хотя концентрация их очень мала. Имея в виду, что кинетическая энергия зависит от размера градин сильнее, чем от их концентрации, легко понять, почему максимум K_H наблюдается раньше, чем максимум n .

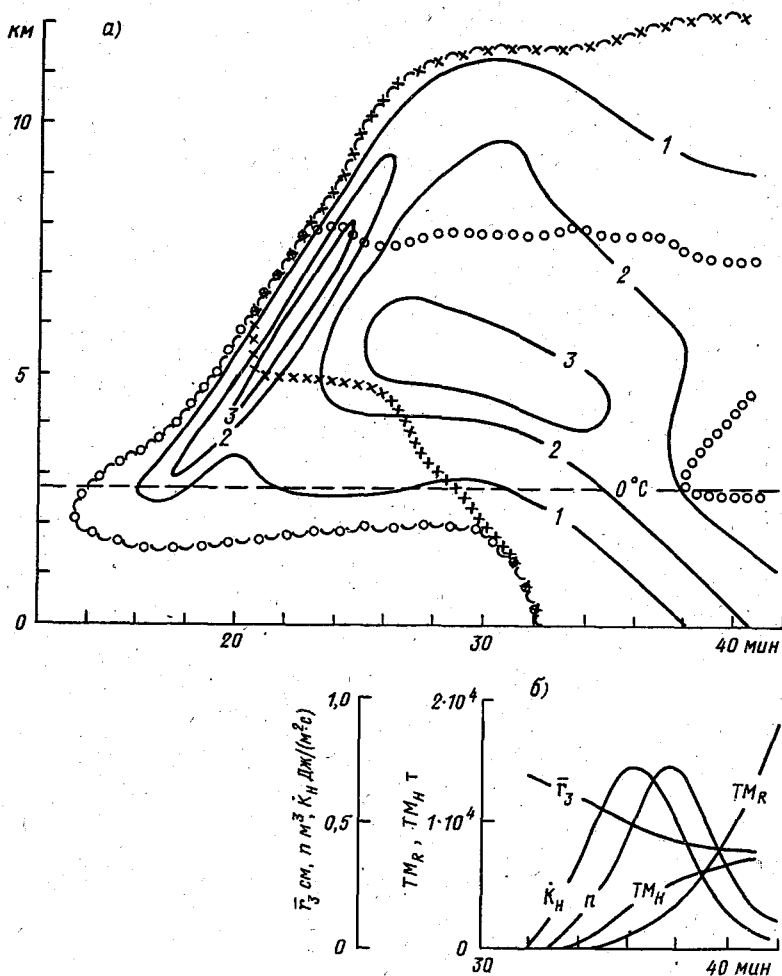


Рис. 2. Пространственно-временной ход $q_w + q_{\text{л}}$ (а) и характеристики осадков (б) на оси облака.

Здесь же на графике показано изменение во времени общих масс дождя и града T_{M_R} и T_{M_H} , выпадающих из облака. К моменту времени, которым заканчивается график, выпадение града практически прекратилось. Его полная масса достигла 10^4 т. Выпадение града отмечалось в 12 узлах сетки, что в грубом приближении соответствует 12 км^2 , при этом основная масса града приходится на 4 центральных узла. Суммарная масса дождя к 42-й минуте составила около $2 \cdot 10^4$ т. Общая площадь выпадения дождя достигает 36 км^2 .

Анализируя результаты представленного здесь и других экспериментов по моделированию динамики конвективных облаков, можно, видимо, говорить об их непротиворечивости, а следовательно, об адекватности развитой модели. Более подробный анализ численных экспериментов будет выполнен в следующей работе авторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бекряев В. И., Поташник Э. Л., Финкельберг К. И. Моделирование нестационарных конвективных процессов применительно к градовым облакам. — Труды I Всесоюзного симпозиума „Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака“, 1988, с. 80—
2. Гурович М. В. К расчету конденсационно-сублимационных процессов. — Труды ГГО, 1991.
3. Качурин Л. Г., Бекряев В. И. Численная модель суперячейкового градового шторма. — Papers presented at the II International conf. on hailstorm and hail evention. — Sofia, Bulgaria, 1984.
4. Качурин Л. Г., Бекряев В. И., Гурович М. В. Численная модель градового шторма. — Труды 9-й Международной конференции по физике облаков. Т. — Таллинн, 1984, с. 545—548.
5. Мак-Кормак Р. У. Численные решения для сверхзвуковых и гиперзвуковых ламинарных течений сжатия в угле. — Ракетная техника и космонавтика, 1976, т. 4, с. 73—81.
6. Численное моделирование облаков/ Под ред. И. П. Мазина, Б. Н. Сергеева. — М.: Гидрометеиздат, 1984. — 185 с.
7. Kachurin L. G., Bekryayev V. I., Gurovich M. V. Numerical simulation by means of crystallizing reagents. — Paper presented at the Third WMO Sci. conf. on Wea. Modification, vol. 2. — Geneva, 1980, p. 695—699.

СОДЕРЖАНИЕ

Н. Д. Попова, Г. Г. Шукин. О возможности определения коэффициента поглощения в облаках и осадках и оценки водности облаков и интенсивности дождей	1
Ю. А. Мельник, В. М. Мельников, А. В. Рыжков. Возможности использования одиночного доплеровского радиолокатора в метеорологических целях (обзор)	1
А. Г. Линева, С. А. Маланичев, В. М. Мельников. Информативность частоты максимумов сигнала радиолокационного зондирования	1
Ю. А. Мельник, В. М. Мельников, А. В. Рыжков, В. А. Оленев. Некоторые результаты радиолокационных доплеровских исследований гроз	2
С. Г. Мотайло, А. Е. Флягин. Расширение диапазона однозначного измерения скорости метеобъектов в импульсно-когерентных МРЛ	2
С. В. Гасников, Ю. В. Глибин. Экспериментальная установка для получения пространственно-временных радиолокационных изображений с использованием бытового компьютера БК-0010	3
В. И. Бекряев, М. В. Гурович. Расчет режимов и скорости роста града	4
И. А. Тарабукин, С. И. Галкин. Дистанционное радиометрическое определение характеристик искусственно уплотненных снежных покрытий в условиях Антарктиды	5
В. И. Банников, С. И. Галкин, И. А. Тарабукин. Радиофизическое исследование характеристик облачной атмосферы в условиях Антарктиды	7
В. В. Аулов, А. А. Гуревич, А. В. Куропятник, Е. П. Павленко, В. И. Троицкий, Г. Г. Шукин. Моделирование влияния атмосферы на радиотепловое излучение подстилающей поверхности	7
Г. М. Айвазян. Экстремальные значения коэффициентов ослабления и радиолокационного отражения миллиметровых и субмиллиметровых волн в облаках	8
Г. М. Айвазян. Изменение коэффициентов ослабления и радиолокационного отражения миллиметровых и субмиллиметровых волн от температуры капель облака	9
В. К. Завируха, В. А. Науринский, С. В. Гарбук. Методика калибровки метеорологических поляриметров	9
А. И. Ващуков, Б. Вичев, К. Костов, Н. Неделчев, А. Л. Панфилов, Ю. В. Рыбаков. Экспериментальное сравнение характеристик СВЧ-радиометрических систем дециметрового диапазона в условиях полевого эксперимента	10
А. В. Гак, В. В. Ефременко, Л. Н. Корнилов. Программно-аппаратный анализатор помех от импульсного блока питания лазера в автоматизированной системе лазерного дистанционного зондирования атмосферы	10
В. И. Бекряев, М. В. Гурович. Нестационарная численная модель	10

Сборник научных трудов
Труды ГГО
Вып. 538

**МЕТОДЫ АКТИВНОЙ И ПАССИВНОЙ
РАДИОЛОКАЦИИ В МЕТЕОРОЛОГИИ**

Редактор О. В. Лапина.
Технический редактор Л. И. Киселева.
Корректор Е. А. Жарова.
Н/К

Набрано в издательстве на компьютере.
Подписано в печать 30.08.91. Формат 60x90/16. Бумага книжная. Печать офсет-
ная. Печ. л 8,0. Кр.-отг 8,25. Уч.-изд. л 8,91. Тираж 390 экз. Индекс МОЛ-144.
Заказ ~~861~~ . Цена 60 коп. Заказное.

Гидрометеиздат, 199126, Ленинград, В. О., ул. Беринга д. 38.
ФОП ВНИИГМИ — МПД 249020, Обнинск, ул. Королева, д. 6.

УДК 551.501

О возможности определения коэффициента поглощения в облаках и осадках оценки водности облаков и интенсивности дождей. Попова Н. Д., Шукин Г. Г. Труды ГГО, 1991, вып. 538, с. 3--7.

Для определения коэффициентов поглощения в облаках и жидких осадках предлагается использовать результаты совместных пассивно-активных радиолокационных измерений. При этом радиолокационная отражаемость используется в качестве весовой характеристики при распределении полного поглощения, измеренного СВЧ-радиометром, вдоль направления зондирования. Приведены соотношения, взятые из литературных источников, позволяющие по значению коэффициента поглощения оценивать водность облаков и интенсивность дождя.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 3.

УДК 551.501.85

Возможности использования одиночного доплеровского радиолокатора в метеорологических целях (обзор). Мельник Ю. А., Мельников В. М., Рыжков А. В. Труды ГГО, 1991, вып. 538, с. 8--18.

Сделан обзор работ, использующих импульсные доплеровские радиолокаторы метеорологических целях. Основное внимание уделено методам наблюдения метеобъектов, которые могут использоваться в оперативной практике. Рассмотрены метод восстановления поля ветра; обнаружения шквалов; измерения сдвигов ветра и турбулентности; обнаружения вертикальных потоков и вращений в облаках; наблюдения грозы, града и ясного неба; краткосрочного прогноза опасных явлений.

Библ. 46.

УДК 551.501.85

Информативность частоты максимумов сигнала радиолокационного зондирования. Линева А. Г., Маланичев С. А., Мельников В. М. Труды ГГО, 1991, вып. 538, с. 19--23.

Показано, что средняя частота локальных максимумов сигнала дистанционного зондирования, регистрируемого из элемента пространственного радиолокационного решения, определяется шириной доплеровского спектра сигнала. Определено влияние импульсного режима работы радиолокатора на эти измерения. Найдено необходимо время регистрации сигнала.

Ил. 3. Библ. 11.