

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск 508
МЕТОДЫ АКТИВНОЙ И ПАССИВНОЙ РАДИОЛОКАЦИИ
В МЕТЕОРОЛОГИИ

Под редакцией
д-ра техн. наук В. Д. Степаненко,
д-ра техн. наук Ю. А. Мельника,
д-ра физ.-мат. наук Г. Г. Щукина

Гидрометеоиздат Ленинград 1987

06
178
УДК 551.521+551.501.81(061.6)

Содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований метеорологических характеристик безоблачной атмосферы, атмосферных образований и морской поверхности методами активной и пассивной радиолокации, выполненных в 1984-1985 гг. Представлены работы по исследованию характеристик ледяного покрова. Рассматриваются вопросы построения радиофизической аппаратуры.

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

The publication contains results of the theoretical and experimental studies on the meteorological characteristics of a cloudless atmosphere, atmospheric formations, and sea surface, using active and passive radar techniques, that were carried out in 1984-1985. Works on studies of ice cover characteristics are presented. Problems of constructing radiophysical equipment are examined.

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

БЕЛОГОРС

М 1903040000-123 47-87(1)
069(02)-87

© Главная геофизическая
обсерватория
им. А. И. Воейкова, 1987.

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ
МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ МОЛНИЙ И ЗОН ОСАДКОВ

Из ранних работ известно, что грозовые разряды (ГР), как правило, наблюдаются в тех частях облаков, из которых выпадают наиболее интенсивные осадки и где отмечаются максимальные значения радиолокационной отражаемости Z_{max} . Однако результаты дальнейших исследований показали сложность этого вопроса. В работе /5/ было достаточно четко показано, что чаще всего местоположение молний соответствует не зонам с Z_{max} , а зонам радиоэха с большими значениями горизонтального градиента dZ/dR , причем наиболее часто в этих зонах регистрируются значения градиента $dZ/dR = 10^3 \text{ мм}^6/\text{м}^3 \cdot \text{км}$. Эти выводы были также подтверждены в работах /4, 10/.

Вместе с тем требовалось дальнейшее изучение данного вопроса, особенно взаимного расположения зон осадков и зон молниевой активности. На это важное обстоятельство, имеющее научное и практическое значение, указывалось в работе /3/.

Для определения взаимного расположения зон осадков и молний использовались радиолокационные станции (РЛС) обнаружения облаков и осадков типа МРЛ-1, а для определения координат ГР-станции метрового диапазона типа П-12 /6/. Наблюдениям предшествовали усовершенствования РЛС, обеспечивающие:

- использование многоконтурного изо-эха (МКИЭ), разработанного в ВГИ /1/;
- совмещение радиоэха осадков и ГР на одном экране с яркостной модуляцией луча при неподвижной горизонтальной развертке;
- непрерывную регистрацию эхо-сигналов осадков и молний, секундных и минутных меток времени, меток дальности /6/.

Методика наблюдений сводилась к следующему:

1. При обнаружении Сб облаков с помощью МРЛ оператор станции проводил горизонтальные разрезы радиоэха осадков, причем угол места антенны МРЛ-1 ($\theta_{э,0}$) выбирался таким, при котором обеспечивался обзор пространства между земной поверхностью, но ниже высоты расположения нулевой изотермы.

2. По азимуту расположения зоны максимальной отражаемости

осадков ($A_{z_{max}}^{\circ}$) устанавливалась неподвижно антенна РЛС П-12 и включалась кинокамера непрерывной регистрации эхо-сигналов ГР.

3. До начала фотографирования зон осадков, прослеживаемых на индикаторе кругового обзора (ИКО) МРЛ-1 и включения регистрирующей аппаратуры, установленной на станции П-12, а также в конце каждой серии наблюдений на МРЛ-1 оператор проводил горизонтальные и вертикальные разрезы при углах места антенны $\theta_B > \theta_{B,0}$ и азимутах $A_{\lambda}^{\circ} < A_{z_{max}}^{\circ} < A_{\mu}^{\circ}$, где A_{λ}° и A_{μ}° - азимуты горизонтальных разрезов облака, проводимых левее и правее $A_{z_{max}}^{\circ}$ соответственно. Целью разрезов являлось определение:

а) геометрических размеров радиозха облаков и осадков (I) при включенном МКВЭ;

б) направления и скорости смещения эхо-сигналов метеоцелей.

Известно, что ширина диаграммы направленности антенны РЛС П-12 в горизонтальной плоскости составляет приблизительно 11° . В связи с этим проекция площади радиозха осадков S_0 (по данным МРЛ-1) может быть:

- меньше площади $S_{П-12}$, обзереваемой РЛС П-12 на удалении от R_1 до R_2 (четырехугольник ABCD, рис.1а) или $S_0 \approx S_{П-12}$;
- $S_0' > S_{П-12}$ (рис.1б).

На рис.1, наряду с радиозхом зон осадков темными кружками приводятся возможные варианты расположения эхо-сигналов ГР, обнаруживаемых станцией П-12. Видно, что как при $S_0 < S_{П-12}$, так и при $S_0 > S_{П-12}$ взаимное расположение эхо-сигналов осадков и ГР можно рассматривать только в радиальном направлении от РЛС. При этом достоверно устанавливается расстояние $\Delta R_{1,2,5,6}$ между зонами радиозха осадков и ГР, которым присвоены номера 1,2,5,6.

В тех случаях, когда $S_0 > S_{П-12}$ и поперечные размеры L зоны максимальной отражаемости осадков равны поперечным размерам диаграммы направленности РЛС П-12, на одном и том же удалении R возможно проводить определение $\Delta R_{3,4}$ между $I_{max} = \Psi(z_{max})$ и координатами ГР 3 и 4 (рис.1б). В этом случае включалась непрерывная протяжка пленки перед экраном индикатора с яркостной модуляцией, на которой одновременно отображались следующие сигналы (рис.1в): метки дальности, радиозха осадков (МРЛ-1), радиозха ГР (П-12), а также секундные и минутные метки времени. В табл.1 приводятся горизонтальные размеры диаграммы направленности станции П-12 - $\Delta R_{П-12}$ - на различных удалениях.

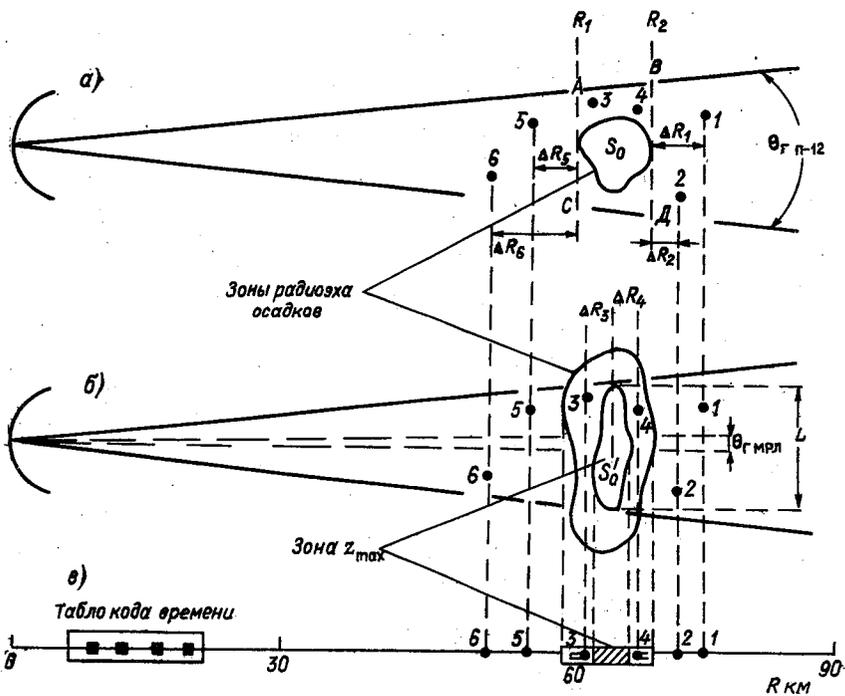


Рис. I.

Таблица I

Зависимость ΔR_{n-12} от расстояния R

R км	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
ΔR_{n-12} км	1,9	3,8	5,7	7,7	9,6	11,4	13,3	15,2	17,1	19,0

Из табл. I видно, что на удалении $R = 100$ км значение ΔR_{n-12} составляет 19 км. Следует отметить, что диаметры радиозона грозо-

вых внутримассовых облаков в большинстве случаев равны или превышают 20 км /2/.

В летний период 1983 г. на востоке Ленинградской области было проведено II сеансов наблюдений, в течение которых наряду с обнаружением осадков была осуществлена регистрация ГР. В 5 сеансах $S_0 < S_{n-12}$, а в 6 - $S'_0 \geq S_{n-12}$. При анализе ΔR в радиальном направлении между границами зон осадков (передней, тыловой) и ГР рассматривались все случаи, а при определении местоположения ГР в осадках различной интенсивности - только те грозовые облака, которые находились на удалении 100 км. Данные, характеризующие электрическую активность грозовых очагов в радиальном направлении (количество радиоэха ГР - N_p), интервалы времени Δt_n одновременной регистрации осадков и ГР, максимальное количество осадков (I_{max} мм/ч), отношение S_0 к S_{n-12} , а также число ГР, обнаруженных в поле эхо-сигналов осадков и за их пределами, представлены в табл.2. Переход от измеренных значений Z к I проводился по формуле $Z = 200 I^{1,6} / 7/$.

Таблица 2

Результаты исследований ГР
и осадков с помощью МРЛ-I и II-2

№ сеанса	Дата	Время, ч мин	Δt_n мин	N_p			I_{max} мм/ч	$\frac{S_0}{S_{n-12}}$
				в осадках	за осадками	итого		
I	14.07	II 50	3,20	38	0	38	6,0	$S_0 \approx S_{n-12}$
2		I2 36	6,35	33	15	48	16,0	
3	24.07	I9 20	2,30	37	0	37	15,0	
4	25.07	I4 58	1,48	9	18	27	21,0	$S_0 < S_{n-12}$
5		I5 I2	1,55	0	45	45	22,0	
6		I5 25	1,20	0	38	38	35,0	
7		I6 I5	2,04	5	53	58	17,0	
8		I8 59	2,00	35	35	70	30,0	$S_0 \approx S_{n-12}$
9		I9 20	3,00	85	4	89	36,0	
IO		20 28	3,40	100	51	151	9,0	$S_0 < S_{n-12}$
II		20 45	3,05	29	123	152	18,0	$S_0 \approx S_{n-12}$

№ се- анса	Дата	Время, ч мин	Δt_H мин	N_p			I_{max} мм/ч	S_o S_{n-12}
				в осад- ках	за осад- ками	итого		
	Всего ГР			257	177	434	382	$S_o \approx S_{n-12}$
	Всего ГР			114	205	319		$S_o < S_{n-12}$
	ГР %			59,2	40,8	100		$S_o \approx S_{n-12}$

Из табл.2 видно следующее:

- при $S_o \approx S_{n-12}$ в области радиоэха осадков обнаружено около 59 %, а за их пределами около 41 % ГР;

- были сеансы (№ 1, 3) когда все ГР были обнаружены только в поле радиоэха осадков или только за их пределами (№ 5, 6).

В процессе дальнейшего анализа полученных данных было рассмотрено количество ГР, обнаруженных в зонах эхо-сигналов осадков различной интенсивности, если $S_o \approx S_{n-12}$ (табл.3). Кроме того, независимо от соотношения между S_o и S_{n-12} , рассмотрено изменение ΔR вне радиоэха осадков (табл.4).

Таблица 3

Число ГР, обнаруженных в поле радиоэха осадков различной интенсивности при $S_o \approx S_{n-12}$

Дата	I мм/ч					Всего
	$>15,0$	$15,0+10,1$	$10,0+5,1$	$5,0+1,0$	<1	
14.07	-	-	-	II	60	71
24.07	-	-	I	8	28	37
25.07	II	15	23	75	25	149
Всего ГР	II	15	24	94	113	257
ГР, %	4,2	5,8	9,3	36,6	44,1	100

В 1984 г. были продолжены такие исследования. Проведено в течение 9 дней 19 сеансов наблюдений, при которых зарегистрирова-

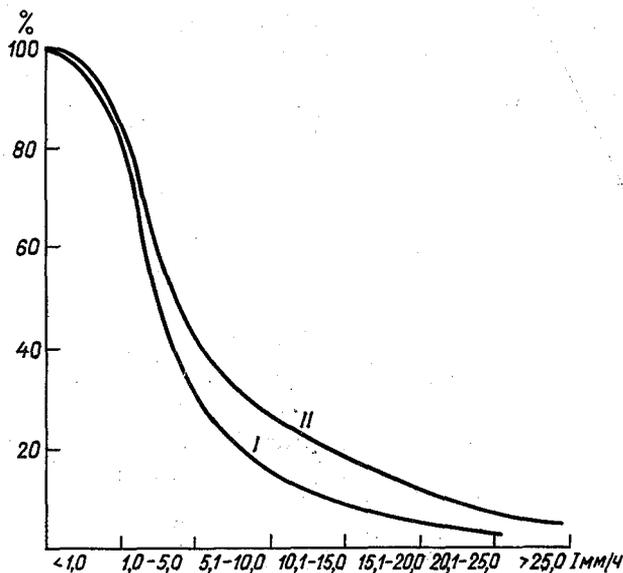


Рис. 2.

но 477 ГР для случаев $S_0 \approx S_{\Pi-12}$. На рис. 2 приводятся интегральные распределения количества ГР (%), обнаруженных в 1983 г. (I) (см. табл. 3) и 1984 г. (II) в осадках различной интенсивности. Видно, что в зонах радиоэха осадков с $I \leq 5$ обнаружено 58...68 % ГР, а в зонах с $I \leq 10$ мм/ч - 72...84 % ГР, т.е. в зонах с $I > 10$ мм/ч ГР встречаются редко.

Рассмотрим особенности расположения ГР за пределами осадков. Всего за пределами границ радиоэха осадков обнаружено 382 разряда, из которых только 38 (≈ 10 %) находились впереди, 344 (≈ 90 %) - в тыловой зоне по отношению к направлению их перемещения. При этом ГР, обнаруженные впереди осадков, были удалены на ΔR , не превышающее 5 км. Эти результаты совпадают с приведенными в работе /8/.

В связи с тем, что большинство ГР обнаружено в тыловой зоне поля радиоэха осадков, в табл. 4 приводятся данные, характеризующие изменение ΔR_{Γ} только в этой зоне.

Из табл. 4 следует, что приблизительно в 90 % случаев ГР бы-

Таблица 4

Число ГР, обнаруженных в тыловой зоне радиоэха осадков на различных удалениях ΔR_{τ}

ΔR_{τ} , км	10,0	10,1-15,0	15,1-20	20,1-25	25,1-30	30,1-35	35,1-40
Число ГР	183	59	34	31	17	17	3
ГР, %	53	17	10	9	5	5	1

ли удалены на $\Delta R_{\tau} \approx 20 \dots 25$ км, однако в оставшихся 10 % случаев наблюдались отдельные ГР на $\Delta R_{\tau} \approx 40$ км.

Приведенные выше в табл.3 данные, характеризующие количество ГР, обнаруженных в зонах с различными значениями интенсивности осадков (отражаемости), в целом обобщают результаты шести сеансов наблюдений. Рассмотрим, сохраняется ли течением такое распределение ГР в одном и том же очаге со временем, а также в различных очагах, например обнаруженных в различные дни. С этой целью рассмотрено изменение $N_p / N_{p \max} = \Psi(t)$, где $N_{p \max}$ — наибольшее число ГР, зафиксированных в одной из градаций отражаемости $\lg z_{\max} - n$, а N_p — в других градациях при $n = 1, 2, \dots, 5$. Результаты такой обработки представлены на рис.3. Видно, что

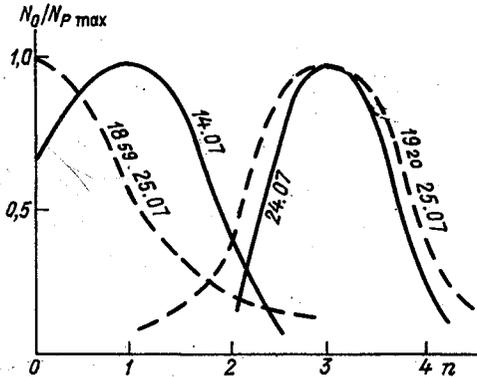


Рис.3.

экстремальное значение N_p/N_{pmax} смещается со временем от одной градации $lg Z_{max} - n$ к другой, а, следовательно, смещается и интенсивность осадков в грозových очагах, обнаруженных в различные дни. Аналогичное смещение установлено в одном и том же очаге, когда наблюдения проводились, например, приблизительно через 19 мин. Эти результаты совпадают с данными, приведенными в /9/, где высказывается предположение, что ΔR зависит от стадии, в которой находится грозное облако. В заключение следует отметить, что основной целью исследований являлась разработка методики сопоставления местоположения ГР и зон осадков, обнаруживаемых РЛС. Результаты предварительны, поскольку особенности взаимного расположения ГР и зон осадков рассматривались на основе данных обнаружения с помощью новейших МРЛС, работающих в сантиметровом диапазоне радиоволн. При этом учитывалось затухание радиоволн в этом диапазоне, вызванное интенсивными осадками, которое приводит к изменению геометрических размеров их радиосаха.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абшаев М.Т., Пашкевич М.Ю. Способы и устройства отображения структуры радиосаха метеобъектов на черно-белых радиолокационных экранах. - Труды ВГИ, № 33, 1976, с.31-42.
2. Гашина С.Б., Сальман М.Е. Особенности радиолокационных характеристик грозных облаков. - Труды ГГО, 1965, вып.173, с.19-25.
3. Имянитов И.М. Строение и условия развития грозных облаков. - Метеорология и гидрология, 1981, № 3, с.5-17.
4. Качурин Л.Г., Карцивадзе А.И., Динский Л.И. и др. Радиолокационные наблюдения за грозными очагами в кучево-дождевых облаках. - Труды ЛГМИ, 1975, вып.54, с.17-19.
5. Степаненко В.Д., Гальперин С.М. Радиолокационная отражаемость и геометрические размеры ливней и гроз. - Труды ГГО, 1975, вып.356, с.148-154.
6. Степаненко В.Д., Гальперин С.М. Радиотехнические методы исследования гроз. - Л.: Гидрометеиздат, 1983.
7. Степаненко В.Д. Радиолокация и метеорология. - Л.: Гидрометеиздат, 1973.

8. S t a n s b u r y E.J., C h e r n a E., P e r s y J.
Lightning - flash locations related to the precipitation parteru
of the storm. - Atmosphere - Ocean, 1979, v.17, N 4, p.277-290.

9. P r o c t o r D.E. Lightning and precipitation in a
small multicellular thunderstorm. - J. of Geophys. Res., 1983,
v.88, N 09, p.5421-5440.

10. P r o c t o r D.E. A hyperbolic system for obtaining
VHF radio pictures of lightning. - J. Geophys. Res., 1971, v.76,
p.1478-1489.

В.И.Фролов, В.И.Банников,
С.М.Гальперин, В.П.Никитин

ОБНАРУЖЕНИЕ МОЛНИЙ РАДИОЛОКАТОРАМИ МЕТРОВОГО ДИАПАЗОНА С РАЗЛИЧНЫМИ ПОЛЯРИЗАЦИЯМИ АНТЕНН

Известно, что при исследовании грозовых облаков широко используются радиолокаторы метрового диапазона радиоволн типа П-12 с антенной горизонтальной поляризации /1/. С помощью таких РЛС обнаруживаются сильноточные грозовые разряды (СГР) в радиусе до 200 км.

При сопоставлении данных, получаемых РЛС П-12, с результатами наблюдений, проводимых с помощью автоматического грозопеленгатора-дальномера (АПЦД), установлено:

- АПЦД фиксирует около 30 % СГР, обнаруженных станцией П-12;
- наблюдаются случаи, когда П-12 регистрирует СГР раньше, чем АПЦД.

По-видимому, это связано с тем, что АПЦД обнаруживает каналы молний преимущественно вертикальной ориентации в пространстве, то есть типа облако-земля, в то время как РЛС П-12 обнаруживает в основном молнии горизонтальной ориентации. Исходя из этого, можно предполагать, что станция П-12 обнаруживает не все СГР в облаках.

Из работы /2/ следует, что в развивающейся грозе внутриоблачные разряды ориентированы преимущественно вертикально, а при диссипации грозового облака преобладают разряды горизонтальной ориентации. Таким образом, актуальность одновременного обнаружения с помощью РЛС СГР горизонтальной и вертикальной ориентации очевидна.

Данные об ориентации СГР важны для специалистов лесного хозяйства, ибо возгорание лесных массивов происходит когда возникают СГР типа облако-земля.

Для определения возможности обнаружения СГР различной ориентации в пространстве в ГГО были проведены экспериментальные исследования с помощью двух РЛС типа П-12, расположенных в одном пункте наблюдений и имеющих антенны горизонтальной (П-12г) и вертикальной (П-12в) поляризацій. Станции были усовершенствованы следующим образом:

- Достигнуто одновременное излучение зондирующих импульсов двумя РЛС;
- установлен единый индикатор, развертка которого разделена

на две части: на левую половину развертки поступают эхо-сигналы СГР от приемного тракта П-12г, а на правую - П-12в.

В летний период 1984 г. были впервые проведены одновременные наблюдения за грозowymi облаками с помощью двух станций типа П-12. Результаты этого эксперимента представлены в таблице.

Таблица

Количество СГР, обнаруженных РЛС П-12г и П-12в

Время наблюдений	Обнаружение с ГР станциями				Всего
	П-12г	П-12в	П-12г	П-12в	
8.35- 8.46		5	5	-	5
8.54- 9.02		-	6	2	8
9.58-10.00		4	11	1	16
10.00-10.03		2	7	3	12
Всего СГР		11	29	6	46
СГР, %		24	63	13	100

Из таблицы видно, что с помощью двух станций было обнаружено 46 СГР различной ориентации в пространстве. При этом установлено:

- станция П-12г обнаружила 63 % СГР, а П-12в - 13 %,
- в одно и то же время обе РЛС обнаружили 24 % СГР,
- серийно выпускаемая П-12г обнаруживает не все СГР в облаке.

Если исключить из общего числа обнаруженных СГР те которые зафиксированы только П-12г, то на остальные случаи приходится 37 % СГР, то есть эти случаи имеют место, когда ориентация каналов молний строго вертикальна или наклонна, но с достаточной для их радиолокационного обнаружения вертикальной составляющей.

Приведенное выше значение (37 %) близко к полученным при сопоставлении данных АГЩ с данными серийно выпускаемой РЛС П-12г (30 %). Кроме того, проведенные экспериментальные исследования позволили установить, что РЛС типа П-12г, широко применяемая для обнаружения СГР, фиксирует не все разряды в облаке. Одновременное обнаружение молний станциями П-12г и П-12в позволяет достовернее определить время начала грозовой активности облака.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степаненко В.Д., Гальперин С.М. Радиотехнические методы исследования гроз. - Л.: Гидрометеоздат, 1983, с.204.

2. Proctor D.E. Lightning and precipitation in a small multicellular thunderstorm. - J. of Geophys. Res., 1983, v.88, N 09, p.5421-5440.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ГРОЗ В МЕТРОВОМ ДИАПАЗОНЕ РАДИОВОЛН

Определение предгрозового (до появления молний) и послегрозового (с момента исчезновения молний) состояний облаков является актуальной задачей метеобеспечения авиации, поскольку эти состояния облаков опасны для полетов самолетов.

Из работ /1 — 3/ следует, что предгрозовая и послегрозовая стадии облаков могут быть определены на основе регистрации электромагнитного излучения (ЭМИ) в метровом диапазоне радиоволн с помощью РЛС П-12, работающей в пассивном режиме. В связи с тем, что радиус приема такого излучения достоверно не установлен, в ИГО проведен ряд наблюдений, целью которых являлось определение максимального удаления грозового облака, при котором возможна регистрация ЭМИ облаков в указанном диапазоне радиоволн.

Летом 1984 г. на экспериментальном полигоне ИГО была проведена регистрация ЭМИ облаков. К выходу второго детектора приемного тракта РЛС П-12 был подключен частотомер типа ЧЗ-34, данные которого каждую секунду автоматически фиксировались цифропечатающим устройством типа Ц-68000. Выбор такого интервала времени ($\Delta t = 1$ с) обуславливается тем, что в Ленинградской области в большинстве случаев сильноточные грозовые разряды (СГР) возникают не чаще, чем через 2 ... 3 с /4/.

Методика наблюдений сводилась к следующему. Первоначально в двух-трех направлениях по различным азимутам, где по данным МРЛ-1 отсутствовали эхо-сигналы облаков, устанавливалась антенна РЛС П-12 и выставлялся порог чувствительности регистрирующей аппаратуры. При этом добивались, чтобы число импульсов n_u в секунду в этих азимутах не превышало десяти. Затем антенна станции П-12 наводилась на исследуемое облако, обнаруженное МРЛ-1, выбирался азимут наибольшего потока ЭМИ и включалась аппаратура регистрации ЭМИ.

В качестве примера приведем случай регистрации ЭМИ, имевший место 13.07.1984 г., когда радиоэхо грозового облака было обнаружено только в секторе 60° - 120° . Наблюдения проводились в течение III мин. За это время передний край радиоэха грозового облака, обнаруженный на расстоянии $R_1 = 100$ км, сместился в радиальном

направлении на расстояние $R_2 = 250$ км. В течение этого периода времени выбрано 16 серий ЭМИ продолжительностью от 40 до 150 с, зафиксированных на различных удалениях, что позволило определить изменение $n_u = \psi(R)$. Следует заметить, что в соответствии с существующими представлениями прием ЭМИ станцией П-12 возможен только в радиусе 140 ... 180 км /2/.

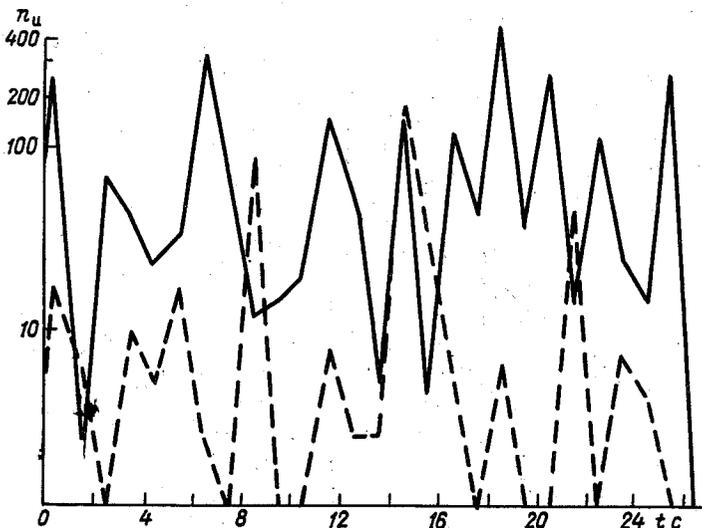


Рис. I.

На рис. I приводятся данные о числе n_u , зарегистрированных в течение каждого интервала $\Delta t = 1$ с для двух серий наблюдений, когда удаление облака составляло $R_1 = 100$ км (сплошная линия) и $R_2 = 250$ км (пунктирная линия). Видно, что в начале наблюдений регистрировалось до 400 имп/с, а в конце - до 200 имп/с. Следует отметить, что в другие дни наблюдений, когда грозовые облака находились на удалении 50 ... 60 км, имели место случаи с $n_u > 2000$ имп/с.

В процессе обработки данных все n_u , зарегистрированные в каждой серии наблюдений длительностью Δt_n , были разбиты на два интервала:

- при $n_1 \leq 10$ имеет место фоновое излучение (импульсы, излучаемые другими РТС);
- при $n_2 > 10$ предполагалось, что проводится прием излучения грозового облака.

Далее, в каждой серии наблюдений рассматривались отношения $N_{n_2}/N_{n_{общ}}$ (1) и $N_{n_1}/N_{n_{общ}}$ (2), где $N_{n_{общ}} = N_{n_1} + N_{n_2}$, а N_{n_i} - количество пачек в каждой серии длительностью Δt_{n_i} , в которых зарегистрированы сигналы с n_1 и n_2 . В результате были установлены зависимости отношений (1) и (2) от расстояния до грозового очага (рис.2). На рис.2 кривая 1 показывает, какой процент $N_{n_{общ}}$ составляли порции N_{n_2} в пределах каждой серии регистрации на различном удалении R , а кривая 2 - аналогичное отношение (2). Кривая 3 характеризует временную изменчивость Z_{max} очага по мере его удаления. Рост Z облака говорит о том, что стадия диссипации еще не наступила. В начале наблюдений $Z_{max, R_1} = 4 \cdot 10^3 \text{ мм}^6/\text{м}^3$, а в конце, то есть на удалении $R_2 - 10^4 \text{ мм}^6/\text{м}^3$.

Из рисунка видно следующее:

- На удалении $R = 100 \dots 140$ км пачки с $n_2 > 10$ имп/с в каждой серии составляют в среднем 65%. По мере увеличения R до 250 км доля пачек с n_2 уменьшается до 15%. Это означает, что станция в пассивном режиме способна обнаруживать ЭМИ грозового облака на расстоянии до 250 км. Полученное значение $N_{n_2} = 65\%$ позволяет предполагать, что на $R < 100 \dots 140$ км возможно существуют порции ЭМИ грозового облака с $n_2 > 10$ имп/с, которые следуют почти непрерывно.

- По мере удаления облака к границе его обнаружения поток ЭМИ не прекращается (доля $N_{n_2} > 10$ имп/с составляет около 15%). По-видимому, при интенсивных грозах не исключен прием ЭМИ разрядов с больших расстояний, хотя на экране МРЛ-I такие грозовые облака не прослеживаются.

- Устанавливаемый неизменным порог чувствительности аппаратуры регистрации ЭМИ приводит к тому, что при удалении грозового облака уменьшается N_{n_2} . Это уменьшение может быть связано с подъемом диаграммы направленности антенны РЛС П-12 по мере увеличения расстояния и с затуханием радиоволн на трассе распространения. Такое уменьшение N_{n_2} может быть принято за ослабление грозовой активности.

Регистрация ЭМИ при удалении грозового облака на расстояние $R = 250$ км позволяет предположить, что это излучение появля-

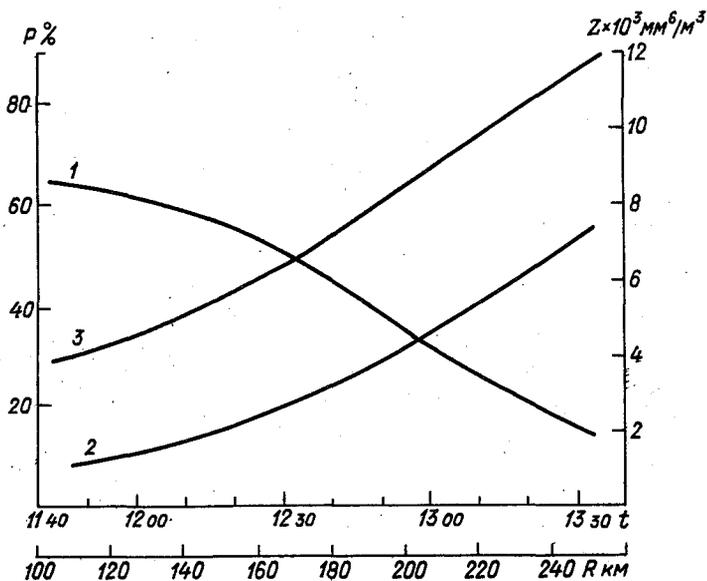


Рис. 2.

ется в основном при возникновении в облаке СГР. В связи с этим далее рассмотрено число импульсов в пачке, появляющихся при возникновении СГР за $\Delta t = 1$ с. С этой целью одновременно с регистрацией ЭМИ на частоте $f = 150$ мГц проводились наблюдения с помощью грозопеленгатора типа ПАГ-1. При обработке данных учитывались азимуты не только тех пеленгов ПАГ, которые находились в секторе обзора антенны РЛС П-12.

Так, 19 июля 1984 г. при расположении радиозаха грозового облака на $R = 190$ км с 19 ч 25 мин до 19 ч 28 мин на выходе приемного тракта РЛС П-12 было зарегистрировано 146 пачек ЭМИ (N_n) с различным числом импульсов в каждой. За этот же промежуток времени на исследуемое грозовое облако ПАГ-1 зафиксировал 19 пеленгов молний. Полученные значения были разбиты на следующие градации:

- $N_3 - 10 \dots 100$ имп/с;
- $N_4 - 101 \dots 200$ имп/с;
- $N_5 - 201 \dots 300$ имп/с и т.д.

Далее было определено число пеленгов, приходящихся на каждый указанный выше интервал N_i (табл. I).

Таблица I

Сопоставление N_i с числом зарегистрированных пеленгов

№ п/п	Градации N_i , имп/с	N_i	$N_i/N_{\text{общ}}, \%$	Число пеленгов
1	10-100	70	48	1
2	101-200	40	27	9
3	201-300	27	18	5
4	301-400	3	2	-
5	401-500	3	2	2
6	501-600	1	1	-
7	601-700	1	1	1
8	701-800	1	1	1
Всего		146	100	19

На основании приведенных в табл. I ограниченных по объему данных были построены следующие нормированные зависимости (рис. 3):

- повторяемость градаций N_i , совпадающих по времени со срабатыванием ПАГ-I (кривая 1);

- повторяемость градаций N_i во всей выборке (кривая 2).

Видно, что во всей выборке максимальная повторяемость N_i наблюдается в интервале значений 10 ... 100 имп/с, в то время как максимальное число срабатываний ПАГ-I имеет место тогда, когда число импульсов в пачке составляет 101 ... 200 с⁻¹ и более. Это позволяет сделать предварительный вывод о том, что прием ЭМИ на частоте $f = 150$ МГц с числом импульсов более 100 с⁻¹ связано с появлением в облаке СТР. Предварительность вывода обуславливается тем, что ПАГ-I срабатывает приблизительно в 30 % случаев появления СТР, обнаруживаемых РЛС П-12 при работе ее в активном режиме.

Известно, что СТР имеют различную ориентацию в пространстве. В связи с этим интересно рассмотреть, сколько импульсов ЭМИ грозового облака может принять станция П-12 за $\Delta t = 1$ с на $f = 150$ МГц при различных поляризациях антенны (при горизонтальной - П-12г и вертикальной - П-12в). Соответствующие данные представлены в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что во всех сериях наблюдений П-12г с ан-

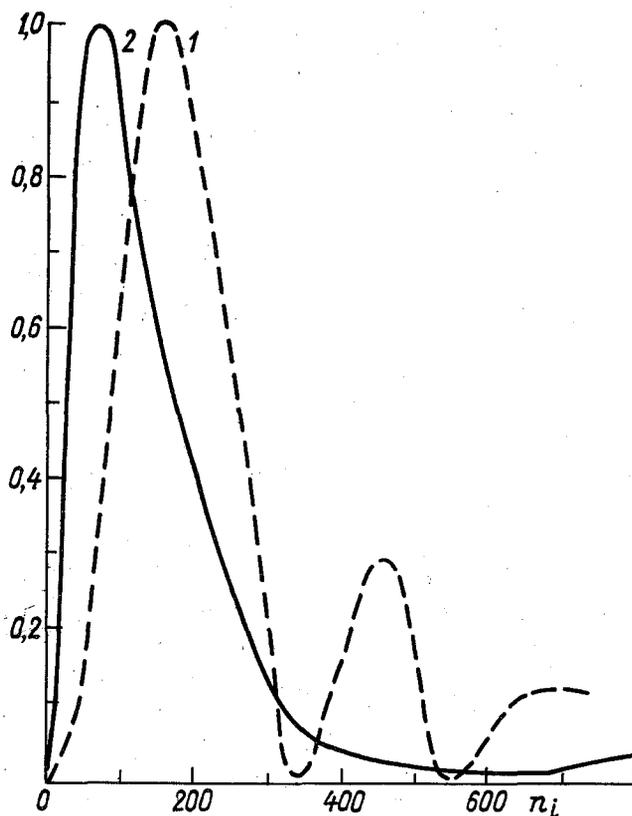


Рис. 3.

тенной, имеющей горизонтальную поляризацию, регистрирует в 2-5 раз больше импульсов, излучаемых грозвым облаком, чем П-12в. Можно предполагать, что число регистрируемых импульсов ЭМИ грозового облака при различных поляризациях антенн зависит от типа возникающих в облаке разрядов (облако - облако или облако - земля). То, что $n_u(n-12в) < n_u(n-12г)$ вследствие того, что в грозвом облаке меньше возникает разрядов между зарядами в вертикальной, а не в горизонтальной плоскости.

В заключение следует отметить, что прием ЭМИ в метровом диапазоне радиоволн возможен при удалениях грозового облака от РЛС на 250 км и более. Это необходимо учитывать при определении пара-

Таблица 2

Среднее число импульсов, зарегистрированных
с помощью РЛС П-12Г и П-12В

№ П/П	Время наблюдений, ч МИН - ч МИН	Δt МИН	Среднее число импульсов		$N_{\Sigma}(n-12Г)$ $N_{\Sigma}(n-12В)$
			П-12Г	П-12В	
1	18 18-18 43	25	18000	4000	4,5
2	16 56-17 09	13	6000	1500	4
3	17 12-17 30	18	5000	2400	2,1
4	20 02-20 27	25	20000	4200	4,8
5	12 13-12 21	8	4900	1200	4,1

метров ЭМИ предгрозовой и послегрозовой стадии облаков, так как излучение дальних СГР может быть принято, например, как предгрозовое излучение ближних развивающихся конвективных облаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Качурин Л.Г., Крамов М.И., Медалиев Х.Х. Основные характеристики радиоизмерения конвективных облаков. - Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1974, т.10, с.1163.

2. Качурин Л.Г., Дивинский Л.И., Иванов Б.Д. Излучение конвективных облаков в метровом диапазоне радиоволн. - Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т.15, № 7, с.724-729.

3. Петренко И.А., Гальперин С.М., Егоров В.Н. Длительность собственного излучения атмосферных разрядов в метровом диапазоне радиоволн. - Труды ИГО, 1976, вып.383, с.140-144.

4. Степаненко В.Д., Гальперин С.М. Радиотехнические методы исследования гроз. - Л.: Гидрометеиздат, 1983, с.204.

С.А.Маланичев, Ю.А.Мельник,
Е.И.Михайлова, А.В.Ряжков

ИССЛЕДОВАНИЯ ТУРБУЛЕНТНОСТИ В ОБЛАКАХ С ПОМОЩЬЮ НЕКОГЕРЕНТНОГО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РАДИОЛОКАТОРА

К настоящему времени в радиометеорологии разработан ряд радиолокационных методов определения характеристик турбулентности в облаках и осадках. Наиболее эффективным методом, позволяющим получить хорошее согласие с данными самолетных измерений, является доплеровский метод, основанный на определении среднеквадратической ширины доплеровского спектра скоростей с помощью когерентной РЛС /4-6/. Некогерентный радиолокатор также может быть использован для оценки неоднородностей поля скоростей воздушных потоков в метеообразованиях, включая мелкомасштабную турбулентность. При этом в качестве информативных радиолокационных характеристик выступает либо ширина спектра огибающей /1/, либо разность средних доплеровских частот радиолокационного сигнала в двух рассеивающих объемах, разнесенных по лучу на некоторое фиксированное расстояние /2/. До сих пор измерения ширины спектра огибающей в облаках различных форм носили одноточечный характер и не позволяли получить представление о пространственно-временной структуре турбулентности /1, 3/, а информация, получаемая о помощью устройства измерения турбулентности (УИТ) /2/, носила сугубо аналоговый характер, что оставляло открытым ряд вопросов, касающихся точности измерений. Интенсивное развитие средств автоматизации радиолокационных наблюдений в последние годы сделало возможным определение полей спектральных характеристик отраженного сигнала с высоким темпом обновления информации в масштабах всего облака. В настоящей публикации изложены первые результаты, полученные в ГГО по этому вопросу.

Для определения радиолокационной отражаемости и ширины амплитудного спектра отраженного сигнала в масштабах всего облака был создан автоматизированный комплекс, который включает радиолокатор МРЛ-5, работающий в диапазоне волн 3,2 см, устройство предварительной обработки и микро-ЭВМ "Электроника-60". Автоматизированная система позволяет получать информацию о мощности сигнала и ширине амплитудного спектра в реальном времени одновременно в 50 разрешаемых элементах дальности протяженностью $\Delta R = 250$ м, как примыкающих друг к другу, так и разнесенных на некоторые расстояния. Время накопления сигнала в каждом строке составляет 1 с,

а время обработки (осреднения с целью определения средней мощности сигнала и регистрации числа пересечений огибающей своего среднего уровня для определения среднеквадратической ширины спектра сигнала) по всему лучу составляет 2...3 с. При этом на получение угломестного разреза облака (для 10 фиксированных значений угла места) затрачивается время порядка 1 мин. Обработанные данные могут выводиться на перфоленту или на цифропечать. На цифрокарте указывается дата и точное время проведения измерений для каждого углового положения антенны, данные о начальной и конечной дальности и продольном размере ячейки представления, а также распечатываются карты отражаемости и ширины спектра в координатах "угол места - дальность" ("карта \mathcal{Z} " и "карта \mathcal{R} -метр").

Для сокращения времени вывода информации на печать оценки мощности и ширины спектра кодировались цифро-буквенными обозначениями согласно следующим правилам. При шаге квантования АЦП 1 дБ и динамическом диапазоне 64 дБ значение мощности сигнала, выражаемое в децибелах относительно уровня 130 дБ/Вт, расквантовывалось на 16 уровней: 0, 1, 2, ..., 15, причем двузначные номера заменялись буквенными обозначениями. Ширина доплеровского спектра \mathcal{W} , определяемая соотношением $\mathcal{W} = \bar{F}/1,515$, где \bar{F} - среднее число односторонних пересечений огибающей среднего уровня, также выражалась в условных градациях: 0...10 Гц - символ * 10...20 Гц - символ "0", 20...30 Гц - символ "1", 30...40 Гц - символ "2" и т.д. В силу того, что при частоте посылок импульсов 500 Гц по ширине спектра огибающей невозможно оценивать доплеровские спектры со среднеквадратической шириной более 100 Гц (вследствие ограниченности частоты посылок), для кодировки ширины спектра вполне хватает цифровых символов.

Анализ поимпульсных реализаций сигнала и их спектров позволили установить, что относительная погрешность оценки ширины спектра методом регистрации пересечений при времени накопления 1 с составляет 7-8 %. Анализ влияния отношения сигнал/шум на точность определения \mathcal{W} показал, что вполне удовлетворительные точности (без введения поправок) определения \mathcal{W} обеспечиваются при превышении отношения сигнал/шум до 10-15 дБ (за исключением случая очень узких спектров). Поэтому значения \mathcal{W} на карте \mathcal{R} -метр", соответствующие уровням мощности сигнала ниже четвертого, не принимались в расчет и отбраковывались.

Среднеквадратическая ширина доплеровского спектра сигнала пропорциональна ширине спектра доплеровских скоростей \mathcal{C}_v , ко-

торая, как известно, при малых углах места определяется мелко-масштабными турбулентными пульсациями скоростей и сдвигом ветра в пределах рассеивающего объема. Если пренебречь сдвигом ветра, то при условии, что турбулентность является изотропной и внешний масштаб турбулентности превосходит максимальный размер рассеивающего объема, можно записать следующие выражения, связывающие величину W , расстояние R и скорость диссипации турбулентной энергии ε /4/:

$$\varepsilon = 3,67 \cdot 10^{-4} \frac{W^3}{\left\{1 - \frac{4}{15} \left[1 - \left(\frac{R}{17,2}\right)^2\right]\right\}^{3/2}} \text{ при } R < 17,2 \text{ км,} \quad (I)$$

$$\varepsilon = 6,3 \cdot 10^{-3} \frac{W^3}{R \left\{1 - \frac{1}{15} \left[1 - \left(\frac{17,2}{R}\right)^2\right]\right\}^{3/2}} \text{ при } R > 17,2 \text{ км,}$$

где $[\varepsilon] = \text{см}^2/\text{с}^3$, $[W] = \text{Гц}$, $[R] = \text{км}$. Численные коэффициенты в правой части (I) соответствуют конкретным значениям длины волны $\lambda = 3,2 \text{ см}$ и ширины диаграммы направленности $0,5^\circ$ для МРЛ-5. Номограмма, по которой можно по номеру градации "карты R -метр" и удалению определить скорость диссипации турбулентной энергии ε , изображена на рис. I. Если вкладом сдвига ветра в величину

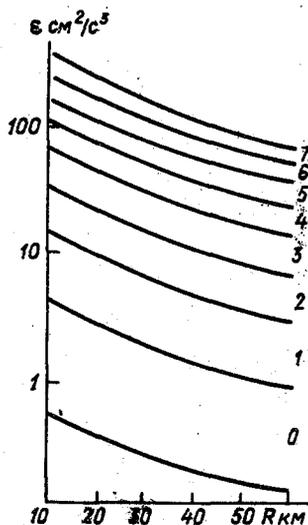


Рис. I.

σ_v пренебречь нельзя и неоднородности поля скоростей в пределах рассеивающего объема не являются изотропными, то и в этом случае, на наш взгляд, можно оперировать величиной ε , определяемой из (I) в обобщенном смысле как некоторым количественным параметром турбулентности, более удобным для использования, чем ширина спектра.

В ходе экспериментов, проведенных в летний сезон 1984 г., изучалась динамика развития изолированных внутримассовых конвективных облаков. На рис.2 в качестве примера изображена последовательность ряда фрагментов вертикальных сечений конвективного облака, иллюстрирующая его эволюцию. Каждое сечение проводилось в области максимальной отражаемости облака. Восемь фрагментов в верхней части рисунка характеризуют изменение пространственной структуры отражаемости, соответствующие восемь фрагментов в нижней части рисунка отображают эволюцию поля "турбулентности". На картах отражаемости выделены зоны максимальной отражаемости: черным тоном - соответствующие I-у, I4-у и I5-у уровням мощности отраженного сигнала, штриховкой - I0-у, II-у и I2-у уровням. На карте "турбулентности" выделены зоны повышенной турбулентности: черным тоном - соответствующие градациям 6, 7 и 8, штриховкой - градациям 4 и 5. Для каждого вертикального разреза строились высотные профили отражаемости $\overline{I_g z}$ и "турбулентности" в терминах ширины спектра \overline{W} , осредненные по лучу в пределах облака (в первом приближении это эквивалентно осреднению в горизонтальном сечении облака).

Анализ пространственного распределения W и ε в пределах каждого вертикального сечения показывает, что турбулентность очень неоднородна в пределах одного облака и величина ε может меняться на два порядка, принимая значения от 0,1...1 до 100...200 $\text{см}^2/\text{с}^3$, а ширина доплеровского спектра - от 10 до 90 Гц в пределах одного вертикального сечения. Более того, пространственно-временная структура турбулентности облака обладает большей мозаичностью, чем отражаемость, что обусловлено явлением перемежаемости турбулентности. Об этом свидетельствуют и 8-секундные импульсные записи сигнала от фиксированного разрешаемого элемента. Важно отметить, что зоны повышенной турбулентности, как правило, не совпадают с зонами повышенной отражаемости (в частности, зонами осадков). В подавляющем большинстве опытов (а их за сезон было проведено около 60) эти зоны были значительно разнесены в пространстве. Зоны повышенной турбулентности на всех

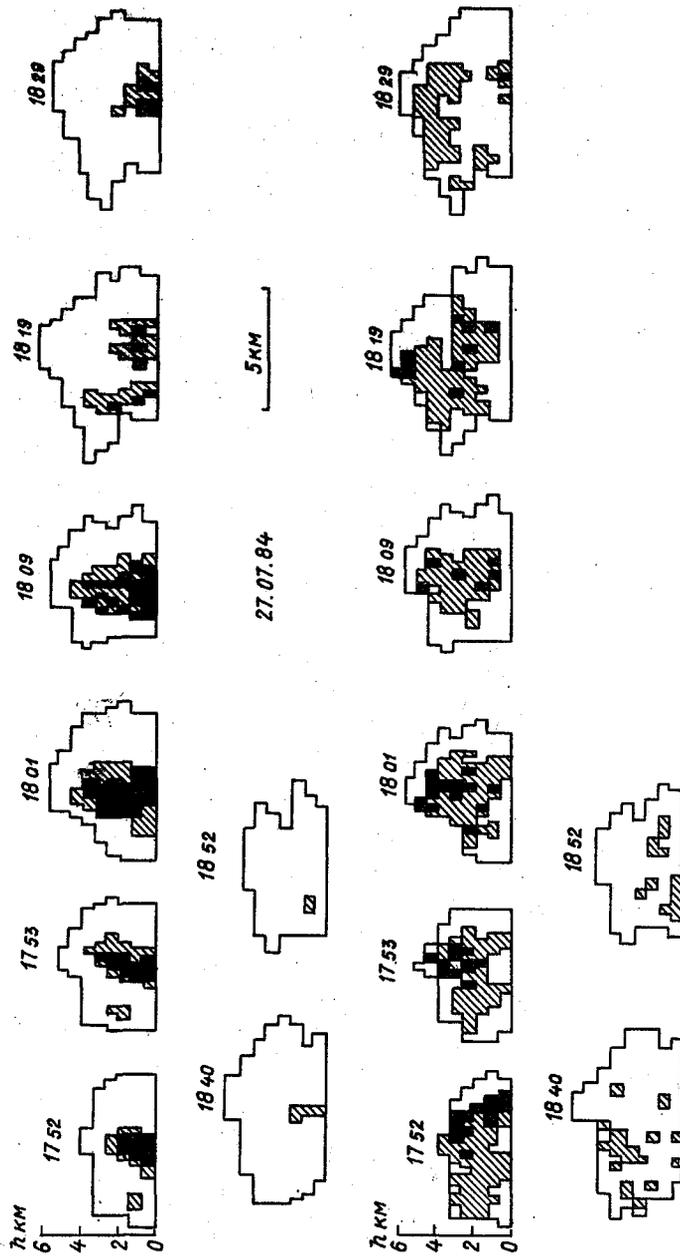


Рис. 2.

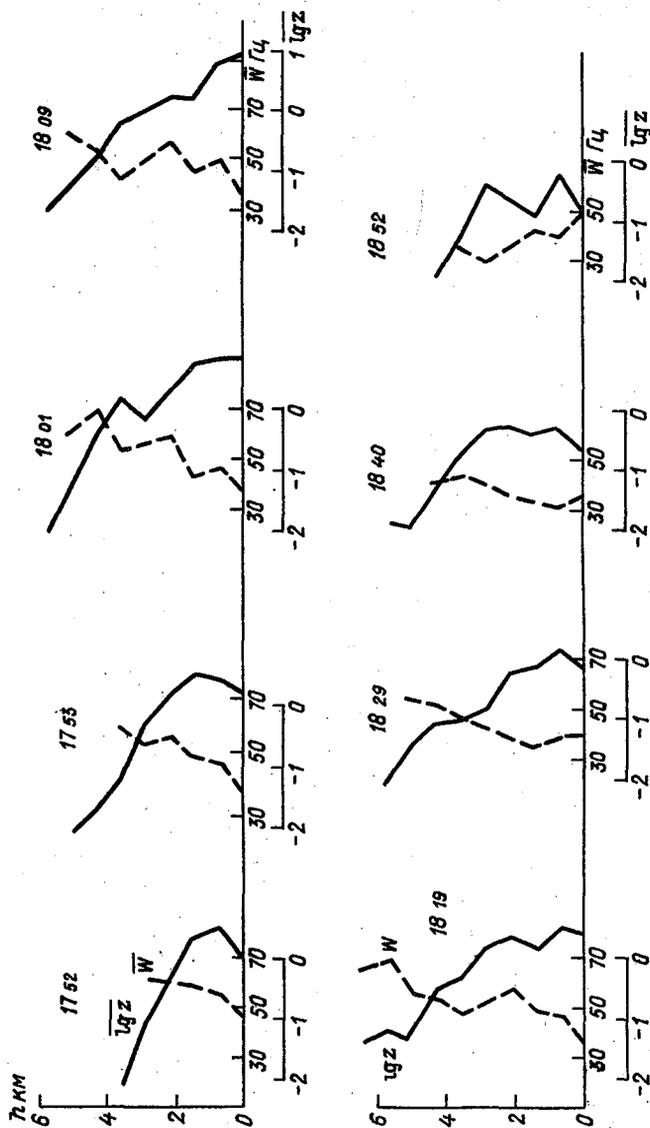


Рис. 3.

стадиях эволюции облака располагались в основном в верхней части наблюдавшихся облаков, в то время как зоны повышенной отражаемости — в средней и нижней части. Красноречивым тому подтверждением служит рис.3, на котором представлена совокупность осредненных вертикальных профилей отражаемости и ширины спектра для сечений облака, изображенного на рис.2.

Первые результаты сопоставления полей отражаемости и ширины спектра в облаках и осадках, полученные с помощью автоматизированного радиолокационного комплекса, позволяют сделать вывод о том, что ширина спектра огибающей радиолокационного сигнала несет новую физическую информацию о метеорологических объектах, метеорологическая интерпретация которой в терминах турбулентности нуждается в дальнейшем уточнении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. М е л ь н и ч у к Ю.В., С м и р н о в а Г.А., Ч е р н и к о в А.А. Измерение скорости диссипации кинетической энергии турбулентных движений в облаках и осадках. — Труды ЦАО, 1973, вып.110, с.12-21.
2. М е л ь н и ч у к Ю.В., Ч е р н и к о в А.А. Оперативный метод обнаружения турбулентности в облаках и осадках. — Труды ЦАО, 1973, вып.110, с.3-11.
3. С м и р н о в а Г.А. Некоторые результаты экспериментальных исследований турбулентных характеристик кучево-дождевых облаков. — Труды IV-го Всесоюзного совещания по радиометеорологии, 1978, с.49-56.
4. F r i s h A.S., C l i f f o r d S.P. A study of convection capped by a stable layer using Doppler radar and acoustic echo sounders. — J. of Atmosf. Sci., 1974, v.31, p.1622-1628.
5. К н и п п К., С о т т о н W. Doppler radar observations of three-dimensional turbulent structure of a quasi-steady thunderstorm. — 19th Conf. Radar Meteorol. Amer. Meteorol. Soc., 1980, Prepr., p.369-375.
6. L e e J., W i l k K. Application of conventional and Doppler radar for aviation safety. — 19th Conf. Radar Meteorol. Amer. Meteorol. Soc., 1980, Prepr., p.102-109.

ОБ ОДНОМ ИСТОЧНИКЕ ОШИБОК В ИЗМЕРЕНИИ
ОТРАЖАЮЩИХ СВОЙСТВ ГИДРОМЕТЕОРНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ РАДИОЛОКАТОРОМ

При определении водности облаков и интенсивности осадков радиолокационными способами в качестве информационных характеристик используются радиолокационная отражаемость (Z) и удельная эффективная площадь рассеяния (η) /1/. Основой для количественного измерения Z или η служит уравнение радиолокации метеорообразований, которое связывает характеристики наблюдаемого объекта с параметрами радиолокатора и мощностью принимаемого сигнала. Мощность принимаемого сигнала измеряется различными способами, которые обычно сводятся к ее сравнению с уровнем реперного сигнала, имитирующего сигнал эталонной цели. В любом случае предполагается, что калибровочные сигналы проходят все этапы обработки полезного эхосигнала и, следовательно, снижают до минимума аппаратные погрешности измерений.

Цель настоящей работы - оценка ошибок измерения радиолокационной отражаемости, обусловленных нелинейным характером обработки, а также различиями в статистической структуре радиоэха и калибровочных (реперных) сигналов.

Тракт приемника типовой МРЛС является нелинейным устройством, амплитудная характеристика которого иллюстрируется рис.1 (сплошная линия). Прохождение калибровочных сигналов через весь

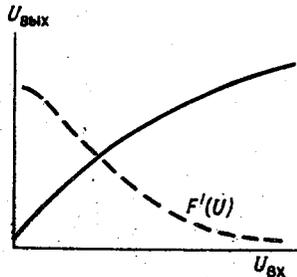


Рис.1.

приемник позволяет учесть нестабильность коэффициента усиления всего тракта и собственно нелинейные преобразования. Логарифмический характер амплитудной зависимости УПЧ учитывается при обработке результатов измерений /3/. Однако результаты воздействия эхо-сигнала и реперного сигнала на нелинейные цепи существенно различаются, вследствие чего возникают дополнительные систематические и флуктуационные погрешности.

Проиллюстрируем это утверждение на достаточно общем примере.

Пусть на вход приемника поступает последовательность флуктуирующих импульсов, для которых необходимо измерить усредненное значение амплитуды A . Огибающую сигнала с выхода линейного преобразователя y_i можно представить в виде

$$y_i = x_i + \xi_i, \quad i = \overline{1, N},$$

где x_i - полезный сигнал, несущий информацию об отражаемости; ξ_i - флуктуационное возмущение, вызванное внутренними шумами приемника; N - число накапливаемых в интеграторе импульсов.

Пусть $f(x)$ передаточная характеристика нелинейного УПЧ и других нелинейных элементов тракта приемника. Тогда сигнал на входе накопительного устройства можно представить как

$$y_i = f(x_i + \xi_i).$$

Здесь для простоты предполагается, что коэффициент передачи и уровень шума приемника не изменяется во времени. После накопления в интеграторе получаем

$$\bar{y} = \overline{f(x_i + \xi_i)}. \quad (1)$$

Здесь черта сверху означает осреднение по полному ансамблю входных сигналов при постоянном значении оцениваемого параметра. Если подходить более строго, то статистика \bar{y} состоит из усредненного значения $f(\cdot)$ и флуктуационного возмущения, которое всегда присутствует на выходе интегратора из-за наличия шумов приемника, случайного характера сигнала и конечного времени накопления. Дополнительные флуктуации \bar{y} снижают точность измерений, однако в рамках настоящей работы ошибки, обусловленные указанным фактором, не рассматриваются.

Нелинейный характер цепей учтем при обработке с помощью нелинейного безынерционного преобразования $F^{-1}(\cdot)$, по возможности близкого к обратному $f^{-1}(\cdot)$ для функции $f(\cdot)$. Тогда измеренное значение амплитуды сигнала будет равно

$$A_{изм} = F^{-1}(\bar{Y}) = F^{-1}\left\{\overline{f(x_i + \xi_i)}\right\}. \quad (2)$$

Разложим функцию $f(\cdot)$ в ряд в точке A (истинного значения амплитуды):

$$f(x_i + \xi_i) = f(A) + f'(A)(A - x_i - \xi_i) + \frac{1}{2} f''(A)(A - x_i - \xi_i)^2 + \dots, \quad (3)$$

где $f'(A) = \frac{df}{dx}(A)$, $f''(A) = \frac{d^2f}{dx^2}(A)$.

Проведем осреднение формулы (3), считая шум и сигнал статистически независимыми, предполагая $\bar{\xi}_i = 0$ и ограничиваясь тремя членами разложения

$$Y = f(A) + \frac{1}{2} f''(A)(\sigma_x^2 + \sigma_\xi^2), \quad (4)$$

где σ_x^2 , σ_ξ^2 - дисперсия сигнала и шума соответственно.

Подставим формулу (4) в (2), получим

$$A_{изм} = F^{-1}\left[f(A) + \frac{1}{2} f''(A)(\sigma_x^2 + \sigma_\xi^2) + \dots\right], \quad (5)$$

Для оценки влияния отклонения $F^{-1}(\cdot)$ от $f^{-1}(\cdot)$ (соответственно $F(\cdot)$ от $f(\cdot)$) разложим функцию F^{-1} в ряд в точке $F(A)$, ограничиваясь первыми двумя членами разложения. Тогда из формулы (5) имеем

$$A_{изм} = A + F^{-1}'[F(A)] \left\{ f(A) - F(A) + \frac{1}{2} f''(A)(\sigma_x^2 + \sigma_\xi^2) \right\}.$$

Учитывая, что производная обратной функции

$$F^{-1}'[F(A)] = \frac{1}{dF(A)/dA} = \frac{1}{F'(A)},$$

получаем соотношение

$$A_{изм} = A + \frac{f(A) - F(A)}{F'(A)} + \frac{1}{2} \frac{f''(A)}{F'(A)} (\sigma_x^2 + \sigma_\xi^2). \quad (6)$$

Проведем анализ уравнения (6). Первое слагаемое в правой части определяет истинное значение измеряемого параметра. Второе - систематическую погрешность, обусловленную отличием реальной нелинейной характеристики устройства от используемой при обработке

данных. Третье слагаемое свидетельствует о наличии погрешности, возникающей за счет влияния шумов приемника и случайного характера самого сигнала.

Из уравнения (6), в частности, видно, что значения обеих погрешностей существенно зависят от функции $F'(A)$, типичный вид которой для усилителей с большим динамическим диапазоном представлен на рис. 1 пунктирной линией. Таким образом, с увеличением средней амплитуды сигнала возрастают погрешности как систематического, так и флюктуационного характера. Это объясняется тем, что на более "плоских" участках нелинейности сравнительно небольшие возмущения или неточности воспринимаются измерителем как значительные отклонения измеряемого параметра. Полное устранение систематической погрешности возможно лишь в случае $f^{-1}(x) = F^{-1}(x)$, однако добиться такого точного соответствия затруднительно из-за несовершенства технической реализации нелинейных функций.

Отметим еще одну особенность полученного соотношения (6) - зависимость оценки сигнала от его дисперсии σ_x^2 . В радиолокации метеорообразований практически не встречаются случаи, когда отраженный сигнал постоянен по амплитуде $|I|$. Более того, флюктуации сигнала изменяются в зависимости от типа цели (дождь, облачность и т.п.) и, как правило, наблюдателю неизвестны. Эта неопределенность создает дополнительные трудности в измерении отражаемости объектов.

Рассмотрим прохождение реперного сигнала через приемное устройство.

Предположим, что A_p - истинное значение амплитуды реперного сигнала, поступающего на вход приемника. При условии постоянства параметров МРЛС измеренное значение реперного сигнала $A_{p.изм}$ определится соотношением, аналогичным уравнению (6):

$$A_{p.изм} = A_p + \frac{f(A_p) - F(A_p)}{F'(A_p)} + \frac{1}{2} \frac{f''(A_p)}{F'(A_p)} \sigma_\xi^2. \quad (7)$$

В отличие от уравнения (6), в оценке реперного сигнала отсутствует флюктуационный член, так как при сделанных выше предположениях дисперсия реперного сигнала $\sigma_p^2 = 0$. Из уравнения (7) видно, что измеряемое значение реперного сигнала отличается от истинного, причем эти отличия обусловлены нелинейностью характеристики приемного тракта. Для оценки (7) справедливы те же рассуждения, которые были приведены для оценки сигнала.

Для компенсации ошибок, возникающих из-за нестабильности

мощности передатчика, длительности импульса и коэффициента усиления приемного тракта в работе /3/ предлагается вести отсчет уровня эхо-сигнала $A_{\text{Э}}$ относительно уровня реперного сигнала, т.е.

$$A_{\text{Э}} = A_{\text{р.изм}} - A_{\text{изм}}.$$

Из уравнений (6) и (7) нетрудно получить

$$A_{\text{Э}} = A_{\text{р}} - A + \frac{f(A_{\text{р}}) - F(A_{\text{р}})}{F'(A_{\text{р}})} - \frac{f(A) - F(A)}{F'(A)} + \frac{1}{2} \left[\frac{f''(A_{\text{р}})}{F'(A_{\text{р}})} - \frac{f''(A)}{F'(A)} \right] \sigma_{\xi}^2 - \frac{1}{2} \frac{f''(A)}{F'(A)} \sigma_{\alpha}^2. \quad (8)$$

Отсюда, в частности, видно, что введение реперного сигнала не позволяет полностью устранить систематическую ошибку в измерениях, а погрешность за счет флуктуаций сигнала вообще ничем не компенсируется.

Примеры.

Рассмотрим погрешность измерения отраженных сигналов, если УПЧ радиолокатора для нормированной амплитуды имеет линейно-логарифмическую характеристику $F_{\infty} = a \ln x + 1$, где $a = 1/\ln N$, $N = 10$ - основание логарифма, $x = U_{\text{вх}} / U_{\text{вх.н}}$, $U_{\text{вх.н}}$ - входное напряжение, при котором начинается логарифмическая амплитудная характеристика усилителя /6/. Тогда

$$F'(x) = 1/x \ln 10 \quad \text{и} \quad f''(x) \approx -1/x^2 \ln 10.$$

С учетом этого из уравнения (6) получаем

$$A_{\text{изм}} \approx A + A [f(A) - F(A)] \ln 10 - \frac{1}{2} \frac{1}{A} (\sigma_x^2 + \sigma_{\xi}^2). \quad (9)$$

Точность реализации логарифмических характеристик промышленных МРЛ составляет $\pm(5 \dots 7,5)$ %. Таким образом, $f(A) - F(A) \approx \pm(0,05 \dots 0,075) F(A)$ и уравнение (9) принимает вид

$$A_{\text{изм}} = A \pm (0,05 \dots 0,075) A \left[(\ln x / \ln 10) \pm 1 \right] \times \ln 10 - \frac{1}{2A} (\sigma_x^2 + \sigma_{\xi}^2). \quad (10)$$

Проиллюстрируем полученные соотношения на примере приведенных в работе /1/ экспериментально полученных плотностей распределения мгновенных амплитуд. Результаты расчета среднего значения эхосигналов и дисперсии путем численного интегрирования, амплитуды эхо-сигнала по формуле (10) и ошибок измерений, обусловленных нелинейностью характеристики приемного тракта, при конкретных метеорологических условиях показаны в табл. I.

Таблица I

Метеорологическая ситуация	Среднее значение эхо-сигнала	Дисперсия	Измеренное значение	Смещение оценки эхо-сигнала	Погрешность, %
Дождь	3,79	4,54	3,79 $\begin{matrix} +0,19 \\ -1,29 \end{matrix}$	-0,74	$\begin{matrix} +50 \\ -34 \end{matrix}$
Перистые облака	4,22	6,18	4,22 $\begin{matrix} +0,16 \\ -1,52 \end{matrix}$	-0,79	$\begin{matrix} +1,5 \\ -36 \end{matrix}$
Высоко-кучевые облака	3,66	2,76	3,66 $\begin{matrix} +0,28 \\ -1,04 \end{matrix}$	-0,66	$\begin{matrix} +7,6 \\ -28 \end{matrix}$
Снег	3,3	4,86	3,3 $\begin{matrix} +0,165 \\ -1,31 \end{matrix}$	-0,57	$\begin{matrix} +5 \\ -39,7 \end{matrix}$

Из приведенных примеров следует, что погрешность измерений, обусловленная нелинейностью характеристик приемного устройства и флуктуацией сигнала, составляет 35 ... 39 %, причем она существенно зависит от средней амплитуды сигнала и его дисперсии. С увеличением дисперсии и амплитуды сигнала ошибки увеличиваются, а результаты измерений становятся заниженными по сравнению с истинными.

Рассмотрим точность измерения реперного сигнала. Поскольку калибровочный сигнал на 18-20 дБ (по мощности) превышает эхосигнал /3/, то ошибкой за счет шума приемника можно пренебречь и основная доля погрешности приходится на неидеальность реализации логарифмической характеристики. Тогда из уравнения (7) имеем

$$A_{p.изм} = A_p \pm 0,05 A_p [\ln x + \ln 10].$$

Принимая $A_p \approx 100A \approx 350$, что соответствует превышению реперного сигнала над уровнем рассмотренных выше эхосигналов приблизительно на 40 дБ, получаем $A_{p.изм} = 350 \pm 143$. Таким образом, погрешность фиксации мощного калибровочного сигнала может быть

значительной и в рассмотренном примере составляет около 41 %. С увеличением амплитуды ошибка отсчета увеличивается.

Проведенный анализ позволяет сделать следующие выводы.

1. Использование калибровочных (реперных) сигналов позволяет исключить аппаратные погрешности, связанные с нестабильностью уровня шумов, мощности передатчика и т.п. Однако они не устраняют систематических ошибок измерений, обусловленных нелинейностью тракта.

2. Для снижения ошибок измерений реперный сигнал должен более полно отражать статистическую структуру измеряемого сигнала, поэтому в качестве калибровочного сигнала целесообразно использовать последовательность флюктуирующих импульсов с известной дисперсией, среднее значение амплитуды которых отслеживает аппаратные нестабильности.

3. Для уменьшения систематических ошибок амплитудные характеристики нелинейных элементов должны выполняться с очень высокой точностью.

4. Увеличения точности можно достигнуть введением дополнительного измерения суммарной дисперсии сигнала и шума с последующим учетом их через поправочные коэффициенты.

5. Уровень реперного сигнала не должен выходить на участки с малым значением $F'(A_p)$.

6. Наиболее радикальным способом устранения рассмотренного в работе источника ошибок является использование линейной амплитудной характеристики приемного устройства. Однако реализация линейных устройств с большим динамическим диапазоном представляет серьезные технические трудности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1973, 343 с.

2. Сальман Е.М. Вопросы теории измерения отражающих свойств гидрометеорных образований. - Труды IV Всесоюзного совещания по радиометеорологии. - М.: Гидрометеиздат, 1978, с.3-4.

3. Потемкин Н.Г. Автоматическая калибровка и стабилизация потенциала метеорологических радиолокаторов. - Труды IV Всесоюзного совещания по радиометеорологии. - М.: Гидрометеиздат, 1978, с.177-184.

4. Брилёв Г.Б., Низдойминова Г.Л., Сте-

паненко В.Д. Вопросы практического применения радиолокационной метеорологической информации. — Информационный центр, Обнинск, 1978, с.61.

5. Справочник по радиоэлектронным системам. Под ред. Б.Х.Кривицкого. — М.: Энергия, 1978, 368 с.

6. Функциональные усилители с большим динамическим диапазоном. Основы теории и проектирования./ Под ред. В.М.Волкова. — М.: Сов.радио, 1976, 344 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕТРА В БЕЗОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЕ
ПРИ ПОМОЩИ ОПТИЧЕСКОЙ НЕПРЕРЫВНОЙ
ДОПЛЕРОВСКОЙ СИСТЕМЫ

Проблема определения высотного профиля ветра при любых погодных условиях до сих пор является до конца нерешенной задачей. Традиционные дистанционные методы измерения поля ветра в тропосфере основаны на использовании импульсно-когерентных станций (ИКС) сантиметрового или дециметрового диапазона /1/, причем создание всепогодных ИКС сопряжено с рядом трудностей. Во-первых, потенциал станции должен составлять не менее 210 дБ, что может быть достигнуто только за счет применения больших антенн и передатчиков, обладающих очень мощным излучением. Во-вторых, существуют ограничения по однозначно определяемым дальности и скорости рассеивателей, связанные с импульсным характером излучения традиционных ИКС. Так, максимальные дальность R_{max} и скорость v_{max} связаны с длиной волны λ и скоростью света c соотношением /2/

$$R_{max} \cdot v_{max} \leq c\lambda / B.$$

Именно поэтому переход к длинам волн миллиметрового и оптического диапазона для ИКС практически невозможен. Описанные ограничения отсутствуют при работе с доплеровскими системами с непрерывным излучением /2, 3/. Целесообразность перехода к меньшим длинам волн обусловлена также тем, что источником отражений будут аэрозольные частицы, эффективное сечение обратного рассеяния которых возрастает при уменьшении длины волны, и появляется возможность создания всепогодных систем, энергетический потенциал которых относительно невисок.

Обоснование возможности и методика определения вертикального профиля ветра в пограничном слое атмосферы с помощью непрерывных доплеровских систем (НДС) достаточно полно рассмотрена в работах /2/ и /3/. Восстановление профиля ветра основывается на проведении азимутальных разрезов и анализе формы доплеровских спектров, полученных при различных направлениях зондирования. В настоящей работе рассмотрены возможности определения ветра при помощи НДС, работающих в оптическом диапазоне длин волн.

В традиционных доплеровских системах выделение частот основано на когерентной обработке отраженного сигнала. Важным элемен-

тем такой обработки является "запоминание" в той или иной форме фазы излучаемого сигнала и последующее его смешение с отраженным излучением. Информация о движении цели содержится в низкочастотной части сигнала на выходе приемника. На рис. I представлена традиционная схема когерентной доплеровской системы.

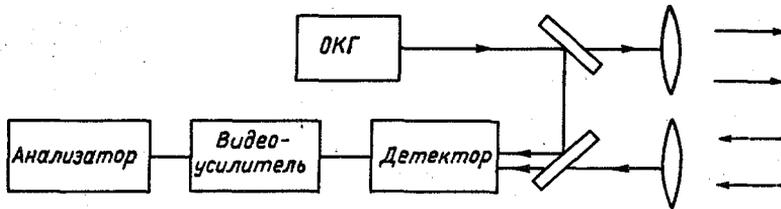


Рис. I.

Следует отметить, что кроме очевидных достоинств представленная схема имеет и ряд недостатков. Во-первых, это жесткие требования к временной и пространственной когерентности излучения. Так, временная когерентность должна превышать время распространения сигнала до цели и обратно. Во-вторых, для эффективного фотосмещения необходимо добиваться совпадения фазовых фронтов сигнала и опорного излучения на смесителе, что в свою очередь налагает соответствующие требования к антеннам. В-третьих, необходимо учитывать, что распространение электромагнитного излучения в турбулентной атмосфере приводит к снижению пространственной когерентности. В работе /5/ показано, что радиус когерентности после прохождения расстояния R можно выразить соотношением

$$\rho_0 = (1,45 \cdot k^2 \int_0^R c_n^2(z) dz)^{-3/5}, \quad (1)$$

где $k = 2\pi/\lambda$. Используя типичные профили $C_n^2(z)$, представленные в работе /4/, получим, что для интенсивной турбулентности уже на удалении 2 км (при $\lambda = 1$ мкм) радиус когерентности ρ_0 составляет несколько сантиметров, что снижает возможность использования полной апертуры приемного зеркала. Недостатком можно считать и слишком большие значения доплеровских частот, которые выражаются формулой $F_d = 2v/\lambda$. Например, при $\lambda = 1$ мкм F_d составляет $2 \cdot 10^6$ Гц на каждый 1 м/с скорости цели.

Ниже рассмотрен другой способ выделения доплеровского сдвига частоты, в котором используется некогерентное опорное излучение передатчика.

Основой служит одновременная передача на двух (или нескольких) длинах волн, разнесенных по частоте на $\Delta\nu$. В отраженном сигнале различие частот будет определяться эффектом Доплера

$$\Delta\nu_z = \Delta\nu (1 + 2v/c),$$

где v – скорость цели в направлении к станции, c – скорость света.

Выделяя биения между $\Delta\nu$ и $\Delta\nu_z$, можно получить доплеровский сдвиг разностной частоты

$$\Delta F_g = \Delta\nu_z - \Delta\nu = \Delta\nu \frac{2v}{c},$$

который содержит информацию о скорости цели. Дальнейший анализ этого сигнала может проводиться по традиционным схемам.

Предложенную схему выделения доплеровских частот рассмотрим более подробно на примере непрерывной системы, работающей в оптическом диапазоне длин волн. В качестве источника излучения рассмотрим ОКГ, работающий в непрерывном режиме, а получение нескольких частот в сигнале передатчика пусть осуществляется за счет оптического модулятора (рис.2).

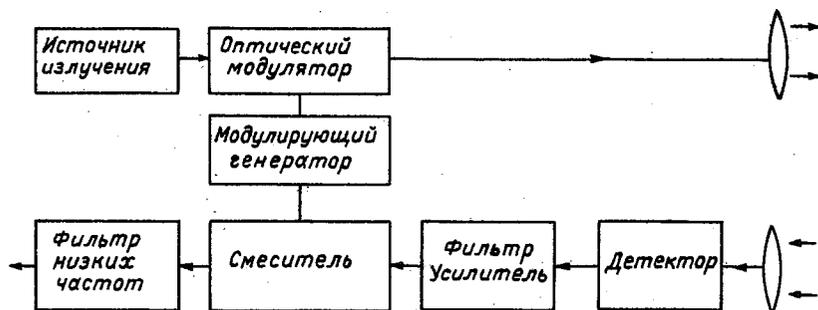


Рис.2.

При амплитудной модуляции глубиной m спектр передаваемого сигнала имеет вид, представленный на рис.3 а.

$$E = \cos 2\pi\nu t + \frac{m}{2} \cos 2\pi\nu_1 t + \frac{m}{2} \cos 2\pi\nu_2 t, \quad (2)$$

где $\nu_1 = \nu - \mu$, $\nu_2 = \nu + \mu$. Различие по частоте между линиями спектра составляет μ - частоту модуляции.

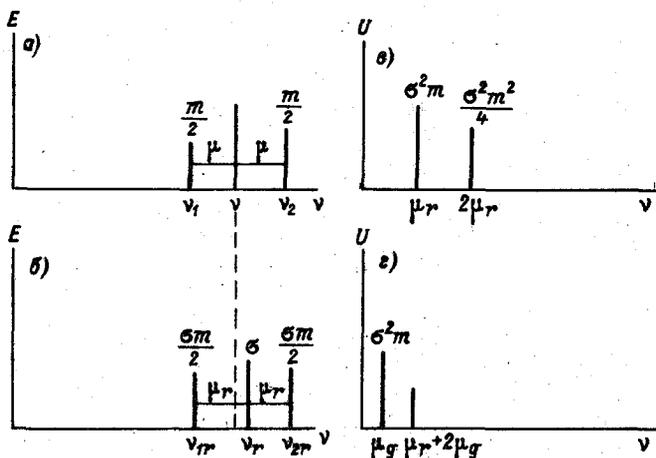


Рис. 3.

Спектр отраженного сигнала (рис. 3 б) будет смещен относительно излучаемого за счет эффекта Доплера, причем сдвиг отраженного сигнала от различных частиц будет различным. (Здесь для простоты рассмотрена одиночная цель, что не снижает общности проводимого анализа.)

$$E_r = \sigma \cos(2\pi\nu_r t + \varphi) + \frac{\sigma m}{2} \cos(2\pi\nu_{1r} t + \varphi_1) + \frac{\sigma m}{2} \cos(2\pi\nu_{2r} t + \varphi_2), \quad (3)$$

где σ - коэффициент, учитывающий сечение обратного рассеяния цели, ослабление сигнала при распространении и параметры приемной системы; φ , φ_1 и φ_2 - учитывают изменение фазы отраженного сигнала; $\nu_r = \nu(1 + 2v/c)$, $\nu_{1r} = \nu_r - \mu_r$, $\nu_{2r} = \nu_r + \mu_r$.

Расстояние между линиями спектра в отраженном сигнале составляет величину

$$\mu_{\tau} = \nu_{\tau} - \nu_{1\tau} = \mu (1 \cdot 2 \nu/c) = \mu + \mu_g, \quad (4)$$

где $\mu_g = \mu \cdot 2\nu/c$ - доплеровский сдвиг частоты модуляции.

При детектировании отраженного сигнала на выходе квадратичного детектора получим напряжение, низкочастотная составляющая которого в соответствии с (4) определяется разностными частотами:

$$u_{\kappa b} = \sigma^2 m \cos 2\pi \mu_{\tau} t + \frac{\sigma^2 m^2}{4} \cos 4\pi \mu_{\tau} t, \quad (5)$$

где $\mu_{\tau} = \nu_{\tau} - \nu_{1\tau} = \nu_{2\tau} - \nu_{\tau} = \mu + \mu_g$.

Важно отметить, что этот сигнал имеет промежуточную частоту и легко усиливается до необходимого уровня.

Следующий этап обработки - выделение разностных частот, которое осуществляется при смещении частоты модулирующего генератора с усиленным сигналом детектора (см. рис.2). Спектр низкочастотной части сигнала на выходе смесителя будет иметь вид, представленный на рис.3 г.

$$u_{\text{вых}} = \sigma^2 m \cos 2\pi \mu_g t + \frac{\sigma^2 m^2}{4} \cos 2\pi (\mu + 2\mu_g) t. \quad (6)$$

Оценим значения частот в соотношении (6). Если принять частоту модуляции оптического излучения μ равной 10^9 Гц, то доплеровский сдвиг μ_g составит $\mu_g = \mu (2\nu/c) \simeq 6,7$ Гц м/с, т.е. 6,7 Гц на каждый 1 м/с скорости. В силу того, что первое слагаемое в соотношении (6) описывает сигнал частотой в десятки герц (в зависимости от скорости объекта), а второе - близкой к 10^9 Гц, фильтрация низкочастотного доплеровского сигнала не вызовет трудностей.

Интерес представляет и другая схема доплеровской системы с непрерывным излучением, представленная на рис.4. В отличие от первой, здесь модулируется не только излучаемый сигнал, но и принимаемый. Это приводит к тому, что спектр отраженного сигнала (рис.5 б), после амплитудной модуляции приобретает вид, представленный на рис.5 в.

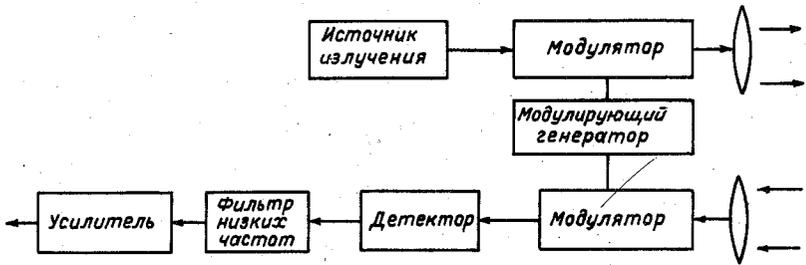


Рис. 4.

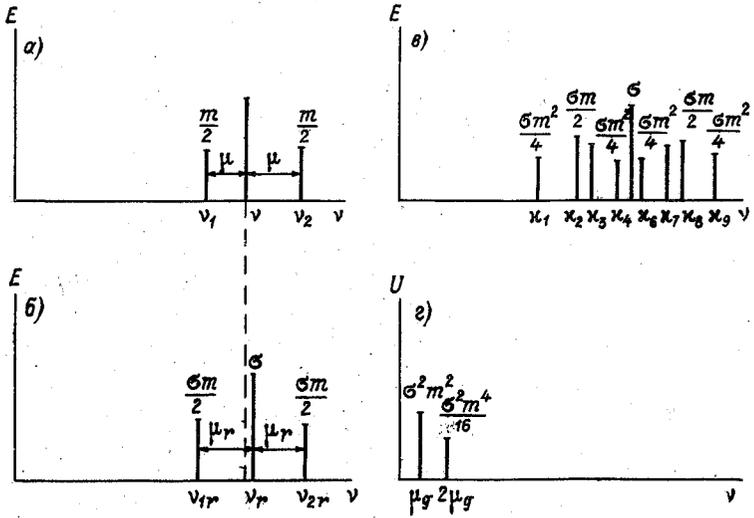


Рис. 5.

При этом

$$\begin{aligned}\mathcal{X}_1 &= \nu_{1z} - \mu = \nu_z - \mu_z - \mu, & \mathcal{X}_2 &= \nu_{1z} = \nu_z - \mu_z, \\ \mathcal{X}_3 &= \nu_z - \mu, & \mathcal{X}_4 &= \nu_{1z} + \mu = \nu_z - \mu_z + \mu, & \mathcal{X}_5 &= \nu_z, \\ \mathcal{X}_6 &= \nu_{2z} - \mu - \nu_z + \mu_z - \mu, & \mathcal{X}_7 &= \nu_z + \mu, \\ \mathcal{X}_8 &= \nu_{2z}, & \mathcal{X}_9 &= \nu_z + \mu_z + \mu.\end{aligned}$$

Нетрудно заметить, что различие между частотами \mathcal{X}_2 и \mathcal{X}_3 , \mathcal{X}_4 и \mathcal{X}_5 , \mathcal{X}_5 и \mathcal{X}_6 , \mathcal{X}_7 и \mathcal{X}_8 как раз составляет величину доплеровского сдвига $M_g = \mu_z - \mu = \mu \cdot 2v/c$. Последующее детектирование сигнала и фильтрация низкочастотной составляющей позволяют выделить эту частоту (рис. 5 г).

Недостатком данной схемы следует считать, по сравнению с предыдущей, наличие нежелательного сигнала на двойной доплеровской частоте $2\mu_g$. Но амплитуда этого сигнала меньше основного в $m^2/16$ раз, и в ряде случаев этим вкладом можно пренебречь. Вторым недостатком является отсутствие усиления на промежуточной частоте, что может приводить к уменьшению отношения сигнал/шум.

Достоинством рассмотренной схемы можно считать симметричный вид приемной и передающей частей, а также возможность получения доплеровского сигнала сразу после приемного детектора.

Рассмотренные схемы выделения доплеровских частот имеют ряд преимуществ по сравнению с традиционной когерентной НДС оптического диапазона.

Во-первых, доплеровская частота, определяемая соотношением $M_g = \mu \cdot 2v/c$ при частоте модуляции μ , например равной 10^9 Гц, составляет 6,7 Гц на каждый 1 м/с скорости рассеивателя, в то время как для обычных оптических схем, при $\lambda = 1$ мкм F_g составляет $2 \cdot 10^6$ Гц на каждый 1 м/с скорости цели. Во-вторых, отметим, что принципиальную важность имеет наличие двух или большего числа разнесенных частот в спектре излучаемого сигнала. В рассмотренных случаях это осуществлялось за счет амплитудной модуляции. Альтернативой является генерация дуплета без какой-либо модуляции.

В-третьих, значительно снижаются требования к источнику излучения как в отношении когерентности, так по стабильности и ширине полосы источника. В рассмотренных схемах положение и ширина доплеровского сигнала не зависят от ширины полосы источника излу-

чения, а определяются частотой модуляции и скоростью рассеивателей $M_z = M(1 + 2v/c)$. Не требуется также временная и пространственная когерентность излучения. Поэтому схемы сохраняют функциональные возможности, даже если источником излучения является некогерентный белый свет.

В-четвертых, отсутствие оптического гетеродинамирования существенно снижает требования, предъявляемые к приемной и передающей антеннам. Несущественными становятся и флуктуации электромагнитного излучения при распространении в атмосфере.

Немалым достоинством рассмотренных схем является то, что доплеровская частота не зависит от частоты источника излучения. Даже при смене длины волны излучения канал обработки и анализа доплеровского сигнала остается неизменным. Особенно важно это при использовании многоволновых доплеровских систем. Обычно в многоволновых доплеровских системах каждый канал требует отдельную схему обработки, что связано с различием диапазонов доплеровских частот на различных длинах волн: $F_{gi} = 2v/\lambda_i$. Неточность каналов обработки вносит трудности при сравнении результатов, полученных на различных частотах.

В рассмотренных схемах доплеровская частота не зависит от длин волн источников излучения, а определяется частотой модуляции

$M_g = M \cdot 2v/c$. Поэтому схема обработки для всех каналов будет одна и та же и создаются наилучшие условия для сравнения доплеровских сигналов, полученных в различных частотных диапазонах.

В заключение оценим энергетические возможности традиционных когерентных оптических систем для случаев, когда рассеивателями являются частицы аэрозолей. Потенциал современных средств лазерного зондирования атмосферы позволяет в ясную погоду получать устойчивый сигнал от атмосферного аэрозоля как ночью, так и днем на расстоянии в несколько километров. Например, для надежной регистрации сигнала на удалении 3 км от аэрозолей, объемный коэффициент обратного рассеяния которых составляет $\sigma \geq 2 \cdot 10^{-3} \text{ км}^{-1} \text{ ср}^{-1}$ (что для нижних слоев атмосферы выполняется в большинстве случаев, т.к. рассеяние близко к релеевскому), достаточно оптической системы со следующими характеристиками: мощность источника излучения $P_0 = 50 \text{ мВт}$, минимальный обнаружимый сигнал $P_z = 10^{-14} \text{ Вт}$, диаметр приемного зеркала около 0,2 м. Создание такой системы в техническом отношении не представляет сложности.

Работа оптических систем, безусловно, затрудняется при выпадении

дени осадков, но в этих случаях их вполне заменяют НДС, работающие в СВЧ диапазоне /3/. Можно ожидать, что совместная эксплуатация обеих систем позволит проводить измерения ветра в пограничном слое атмосферы при любых метеорологических условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии. - Л.: Гидрометеоиздат, 1973.

2. Горелик А.Г., Стерлядкин В.В. Определение ветра с помощью систем с непрерывным излучением. - Депон. ВИНТИ, № 2993-81 деп. 1981.

3. Горелик А.Г., Стерлядкин В.В. Определение ветра в пограничном слое атмосферы с помощью непрерывных доплеровских систем. - Метеорология и гидрология, 1984, № 4, с.46-52.

4. Гурвич А.С., Кон А.И., Миронов В.Л., Хмелевцев С.С. Лазерное излучение в турбулентной атмосфере. - М.: Наука, 1976, с.54.

5. Fried. Anisoplanatism in adaptive optic. - J. Opt. Soc. Am., 1982, v.72, N 1, p.52-61.

6. Sirmane D., Zrnice D., Bungarner B. Extension of maximum unambiguous Doppler velocity by use of two sampling rates. - 17th Radar Meteorol. Conf., 1976, p.23-29.

А.Г.Горелик, Ю.А.Фролов,
П.О.Шихов, Г.Г.Щукин

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ВЫСОКОЧУВСТВИТЕЛЬНЫХ СВЧ-РАДИОМЕТРОВ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ И МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

До последнего времени широкое применение СВЧ-радиометрической аппаратуры для измерения метеорологических характеристик атмосферы и океана было ограничено отсутствием компактных радиометров, обладающих высокой чувствительностью и стабильностью. Еще в работах /1, 2, 3/ подчеркивалось, что для реализации предложенных методов, включая методы восстановления профилей влажности, градиентные методы и их модификации, а также изучения малоконтрастных эффектов необходимо хотя бы на порядок повысить чувствительность радиометрических систем. Не менее жесткие требования предъявляются при исследовании радиотеплового излучения атмосферы при углах визирования, близких к горизонту, над водной поверхностью, где вариации радиояркостной температуры, обусловленные изменениями излучения морской поверхности и вкладом перетраженного излучения атмосферы, в обычных условиях не превышают нескольких градусов /4/. Положение осложняется еще и тем, что для реализации высокой чувствительности в условиях абсолютных измерений необходимо обеспечить и соответствующую точность определения радиотеплового сигнала, т.е. существенно возрастают требования к стабильности всех калибровочных и опорных уровней /5, 6/.

Поэтому основная техническая задача сводилась к созданию СВЧ-радиометрического комплекса, обладающего чувствительностью порядка десятых долей градуса, достаточно высокой стабильностью и надежностью при относительно небольших габаритах, обеспечивающих удобство транспортировки и быстрое развертывание аппаратуры в полевых условиях.

Характеристики радиометрического комплекса должны обеспечивать длительные непрерывные измерения влагосодержания атмосферы и водности облаков, а также кратковременных вариаций этих параметров во времени и пространстве, измерения угловых распределений радиояркостной температуры системы атмосфера-водная поверхность в диапазоне скользящих углов, определение параметров волнения водной поверхности по собственному ее излучению и по отраженной солнечной радиации. Работоспособность комплекса и решение этих задач должны обеспечиваться в широком диапазоне температур окружающей среды - от $+30^{\circ}\text{C}$ до -20°C .

Аппаратура, в значительной мере удовлетворяющая этим требованиям, была создана и испытывалась в течение 1982-1984 гг. в средней и южной части ЕТС. Она представляет собой двухканальный СВЧ-радиометрический комплекс, СВЧ-головки которого обоих диапазонов 0,8 и 1,35 см установлены на оборотной стороне антенны-крышки диаметром 0,56 м и герметически закрыты кожухом. На внутренней стороне кожуха размещены термоэлементы искусственного подогрева СВЧ-блоков. Герметизация волноводных трактов осуществляется с помощью специальных гермопереходников с прокладками из слюды. Все электрические соединения также выполнены на герморазъемах. Весь радиометрический комплекс, за исключением низкочастотных блоков, регистрирующей аппаратуры и блоков питания, установлен на поворотном устройстве, обеспечивающем как угломестное, так и азимутальное изменение направления визирования, причем сканирование по углу места может осуществляться в автоматическом режиме в диапазоне углов от 90 до -15° с заданием скорости сканирования при помощи ЭВМ.

В радиометре 0,8 см применен усилитель промежуточной частоты с полосой пропускания около 1 ГГц, что позволило получить чувствительность радиометра по входному фланцу приемника менее 0,1 К и обеспечить за время измерений стабильность уровня калибровочных сигналов порядка 0,5 К.

В радиометрическом приемнике, работающем в диапазоне 1,35 см, полоса пропускания усилителя промежуточной частоты (УПЧ) составляет 200 МГц. Полученное по результатам калибровки и сравнительных натурных измерений значение чувствительности составило 0,2 К.

Особое внимание было уделено вопросам абсолютной тепловой градуировки шкалы радиометров, так как для реализации полученной чувствительности необходимо иметь калибровочные уровни с точностью в несколько десятых долей градуса. Для калибровки использовался специально разработанный дифференциальный калибратор, в котором две согласованные нагрузки, находящиеся при разных заранее заданных температурах, поочередно с частотой от нескольких герц до нескольких килогерц подключаются блоком коммутации к входу калибруемого радиометра. За счет изменения времени подключения каждой нагрузки изменяется эффективное значение температуры на входе радиометра. Использование принципа поочередного подключения согласованных нагрузок с разными температурами в течение времени, определяемого программным устройством калибратора, позволяет получать любые калибровочные ступени в заданных пределах и с заданной точностью, существенно уменьшить время калибровки

за счет исключения операций, связанных с перестановкой нагрузок. Возможность получения калибровочной ступени в любом интервале измеряемых температур позволяет также контролировать линейность шкалы радиометрического приемника и, тем самым, повысить точность измерений сигналов малых уровней. С помощью дифференциального калибратора были выставлены уровни калибровочных сигналов от генератора шума на ЛШЦ: по каналу 0,8 см - 18 К, по каналу 1,35 см - 36 К.

При проведении натуральных испытаний радиометрического комплекса в летних и зимних условиях в первую очередь проверялись: время вхождения в режим, стабильность калибровочных уровней за время углового сканирования и в течение нескольких часов, сохранение чувствительности. Многократные измерения времени вхождения в режим показали, что в летних условиях при температуре $t = (15+30)^\circ\text{C}$ оно составляет 15 мин для радиометра диапазона 0,8 см и 12 мин для радиометра 1,35 см. Для зимних условий при $t = -10^\circ\text{C}$ аналогичные результаты получались при предварительном прогреве в течение 30 мин кольцевыми нагревателями, смонтированными в кожух СВЧ-блока. Записи калибровочных уровней в начале и конце углового разреза показывают, что изменение их значений за это время (около 5 мин) практически не наблюдалось и, если и происходило, то в пределах шумовой дорожки, что составляет несколько десятых градуса. Исследование долговременной стабильности уровня калибровочного сигнала проводилось в течение полутора суток с интервалом 2 ч. За это время изменение калибровочного сигнала доходило до 10 %, что связано с применением аттенюатора с большим затуханием (порядка 30 ... 40 дБ) для ослабления сигнала от генератора шума на ЛШЦ. При этом резко повышаются требования к стабильности затухания, которое должно составлять сотые доли децибела. Кроме того, кинетическая температура аттенюатора должна быть постоянной в течение всего цикла измерений между поверочными калибровками. Если последнее условие можно выполнить, используя термостатирование, то обеспечение постоянства затухания в течение длительного времени представляет сложную техническую задачу, так как связано с влиянием таких трудноучитываемых факторов, как вибрация, влажность, условия теплообмена. Поэтому наряду с абсолютной калибровкой шкал радиометров осуществлялась одновременно их физическая привязка с использованием излучения опорной области, с известными температурой и коэффициентом излучения.

1967

Известные трудности возникают и при обработке записей радиометрических сигналов /3/. В аппаратуре с высокой чувствительностью эти трудности усугубляются, так как необходимо иметь несколько шкал с разной ценой деления, причем на самых чувствительных шкалах калибровочные уровни и измеряемые сигналы на низких углах не укладываются в их пределы и приходится искусственно растягивать шкалу. Поэтому была реализована автоматическая обработка измеряемого радиотеплового излучения путем преобразования аналогового сигнала в цифровой код (АЦП), обработки его на микро-ЭЕМ ДЗ-28 по заданной программе, последующего цифро-аналогового преобразования (ЦАП) и вывода его на графопостроитель.

При измерениях в режиме угломестного сканирования программа обеспечивала автоматическое изменение углового положения антенны радиометра в диапазоне рабочих углов (от 90 до -15°) с остановкой в заданных направлениях.

Радиометрический комплекс использовался, в первую очередь, для исследования временных вариаций интегрального влагосодержания безоблачной атмосферы. Пример записи непрерывных 38-часовых измерений влагосодержания атмосферы в Кара-Даге 27-28 сентября 1983 г. с 2-часовым интервалом между отдельными измерениями представлен на рис.1. Здесь же приведены значения абсолютной влажности у земной поверхности, измеренной синхронно контактным способом. Коэффициенты корреляции измеренных значений радиоярких температур для каждого из диапазонов с абсолютной влажностью составляют:

$\gamma_{1,35} = 0,71$; $\gamma_{0,8} = 0,62$. За время измерений абсолютная влажность у земной поверхности изменялась от 6,3 до 10,9 г/м³, перепад радиоярких температур за этот период, измеренных на

длинах волн $\lambda = 1,35$ см и $\lambda = 0,8$ см, составил 12,4 и 8 К соответственно. Очевидно, радиометры с такой чувствительностью могут использоваться и для исследования более тонких эффектов, например изменения влагосодержания перед появлением облаков, на стадии их роста и распада.

Действительно, предварительный анализ массива полученных данных о радиоизлучении безоблачной атмосферы непосредственно перед появлением облачности показывает тенденцию к увеличению интегрального влагосодержания. В то же время результаты, полученные при азимутальном вращении антенны, а также записи временных изменений радиояркой температуры при фиксированном ее положении, выполненные в ясные безоблачные дни, показывают, что в подавляющем большинстве случаев при относительной влажности 40 ... 50 % и об-

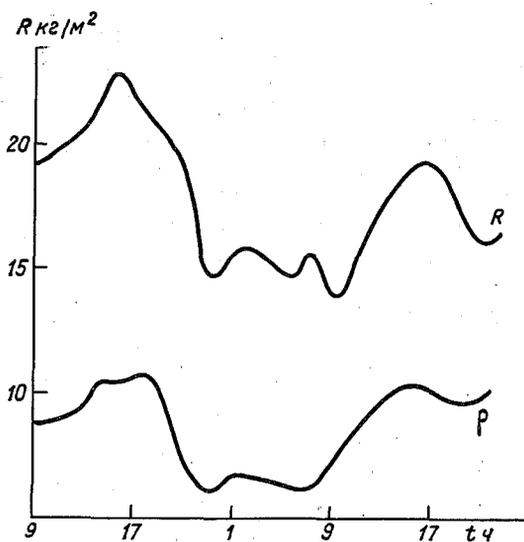


Рис. I.

щем влагосодержании порядка 20 кг/м^2 значения вариаций $T_{\text{я}}$ были ниже пороговой чувствительности радиометров или в пересчете на интегральное влагосодержание — менее $0,1 \text{ кг/м}^2$, что меньше значений, отмеченных в работе /7/.

Разработка методов, обеспечивающих определение влагозапаса облаков, проводилась широким кругом исследователей /8, 9, 10/. Однако в большинстве работ использовалась СВЧ-радиометрическая аппаратура с чувствительностью $1-1,5 \text{ К}$, что ограничивало число типов облаков, влагосодержание которых могло быть определено. Разработанный комплекс аппаратуры предоставляет в этой области новые возможности.

Потенциальные возможности разработанного СВЧ-радиометрического комплекса для исследования облачности показаны с помощью результатов измерений собственного теплового излучения оптически полупрозрачных зимних облаков, интегральная водность которых в ряде случаев была меньше $0,01 \text{ кг/м}^2$ (рис.2). Интерес к исследованию таких форм облачности возрастает в связи с тем, что одновре-

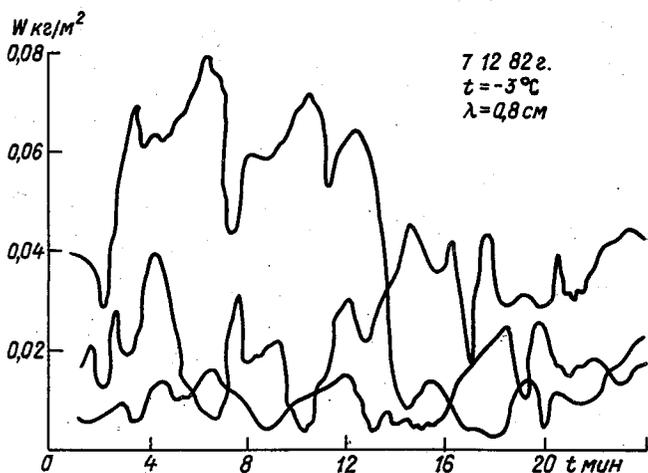


Рис.2.

менное использование лидара и высокочувствительных СВЧ-радиометров обеспечивает получение данных о вертикальном распределении влажности внутри облака, что практически трудно осуществимо другими дистанционными методами. Интерес к решению этой задачи особенно велик в связи с тем, что данные о влажности облаков позволяют корректно решать задачи переноса оптического излучения в реальной атмосфере при наличии облачности.

При выборе методики измерений учитывалось, что ожидаемые значения радиояркостных температур таких облаков не превысят несколько градусов даже в 8-мм диапазоне, что в несколько раз (а летом и десятки раз) меньше собственного излучения безоблачной атмосферы на этой же длине волны. Поэтому использовалась сравнительная методика измерений, которая легко реализуется для выбранных типов облачности. В этом случае антенная температура атмосферных образований определялась путем сравнения с антенной температурой чистого неба. При этом из результатов измерений исключается фон, обусловленный не только излучением безоблачной атмосферы, но и излучением подстилающей поверхности и волноводного тракта. Такая методика наиболее приемлема при исследовании малоконтрастных форм облачности и использовалась в летних и зимних сериях из-

мерений 1982–1984 гг.

На рис.2 представлены примеры эволюции водности слоисто-кучевых облаков, определенной по измерениям радиояростной температуры в диапазоне 0,8 см зимой 1982 г. Вся шкала прибора составляла 24 К. Вариации радиояростной температуры при измерениях отдельных обрывков облачности на фоне чистого неба составили 0,5 ... 8 К. Обращают внимание относительно сильные вариации излучения по горизонтальной протяженности. В проведенной серии измерений практически не наблюдалось участков, где в течение 30-секундного интервала радиояростная температура не изменялась бы менее чем на 0,5 К.

Регулярные наблюдения особенностей радиоизлучения системы атмосфера–морская поверхность в режиме автоматического сканирования на скользящих углах показали, что характер угловой зависимости определяется абсолютным уровнем и положением характерных точек, в первую очередь – радиогоризонтом, углом Брюстера. Значения радиояростных температур в этих точках зависят как от излучения атмосферы, так и состояния водной поверхности: направления и высота волны, наличия пены и ряби.

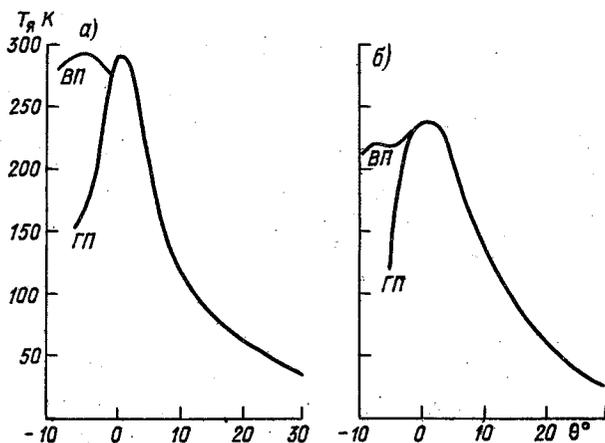


Рис.3.

На рис.3 представлены типичные зависимости $T_{я}(0)$, полученные на двух длинах волн $\lambda = 0,8$ см (рис.3 а) и $\lambda = 1,35$ см

(рис. 3 б) для вертикальной (ВП) и горизонтальной (ГП) поляризации. При обработке определялась величина собственного излучения при $\theta = 0$, значения $dT_{\text{я}}(\theta)/d(\theta)$ при положительных и отрицательных углах места, значения $T_{\text{я}}(\theta'_5)$, $T_{\text{я}}(\theta''_5)$ для длин волн $\lambda = 0,8$ см и $\lambda = 1,35$ см, а также сами значения θ'_5 и θ''_5 . Особое внимание обращено на взаимосвязь между значениями $T_{\text{я}}(90^\circ)$ и $T_{\text{я}}(0^\circ)$ для обеих длин волн. Полученные данные анализировались совместно с данными прямых метеорологических и океанографических измерений.

Двухлетние испытания радиометрического комплекса повышенной чувствительности, проведенные в разных климатических зонах и в разные сезоны года, показали его высокую надежность, стабильность технических характеристик даже после транспортировки на расстоянии до 1500 км. Общее время безотказной работы составило 1800 ч. Время полной подготовки комплекса к радиометрическим наблюдениям не превышает 16 ч. Стабильность параметров радиометров в условиях значительного перепада рабочих температур подтвердила необходимость тщательного термостатирования СВЧ-блоков. Дальнейшее усовершенствование схемы и конструкции системы термостабилизации позволит дополнительно повысить точность измерений.

Следует также отметить те специфические трудности, которые возникают при использовании для измерений высокочувствительной аппаратуры. Наряду с мерами, принимаемыми для обеспечения постоянства усиления, необходимо использовать более стабильный генератор калибровочного сигнала. Применение калибратора на ЛПД с аттенуатором с большим затуханием не может обеспечить необходимую долговременную стабильность, и необходима установка дифференциального калибратора непосредственно в СВЧ-блоке для прецизионной калибровки в процессе измерений.

Эффективное использование высокочувствительных радиометров требует применения для обработки и регистрации измеряемых сигналов ЭВМ с гибкой программой, обеспечивающей работу комплекса в разных режимах радиометрических наблюдений.

Проведенные измерения показали, что радиометрический комплекс с чувствительностью около 0,1 К может успешно применяться для решения метеорологических задач, связанных с исследованием оптически тонких облаков с малым влагосодержанием, исследованием переноса электромагнитного излучения в безоблачной атмосфере и для практической реализации относительных методов, обеспечиваю-

щих измерение содержания в атмосфере водяного пара и не требующих точной абсолютной калибровки СВЧ-радиометрической аппаратуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рабинович Ю.И., Щукин Г.Г. Определение содержания водяного пара в атмосфере по измерению микроволнового излучения. - Труды ГГО, 1968, вып.222, с.62-73.

2. Гурвич А.С., Ершов А.Т., Наумов А.П., Плечков В.М. Исследование влагосодержания атмосферы методом наземной радиотеплолокации. - Метеорология и гидрология, 1972, № 5, с.86-93.

3. Горелик А.Г., Райкова Л.С., Фролов Ю.А. СВЧ-радиометрические методы измерения влажности в нижней тропосфере. - Метеорология и гидрология, 1975, № 5, с.106-112.

4. Горелик А.Г., Пенязь Л.А., Хачатрян Ж.Б. СВЧ-поляризационные исследования системы атмосфера-поверхность океана в широком диапазоне углов визирования. - См. настоящий сборник.

5. Кочеров С.А. Использование высокотемпературных эталонов для калибровки микроволновых радиометров. - Труды ГосНИИФР, 1982, вып.14, с.19-23.

6. Рабинович Ю.И., Щукин Г.Г., Волков В.Г. О возможных погрешностях абсолютных измерений радиозлучения. - Труды ГГО, 1968, вып.222, с.138-148.

7. Кутуза Б.Г. Исследование флуктуаций полной массы водяного пара в атмосфере радиоастрономическим методом. - Изв.АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1974, т.10, № 11, с.1148-1156.

8. Башаринов А.Е., Горелик А.Г., Калашников В.В., Кутуза Б.Г. Совместные радиотепловые и радиолокационные измерения метеопараметров облаков и дождя. - Изв.АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1970, т.6, № 5, с.526-530.

9. Бобылев Л.П., Щукин Г.Г. Оценка точности радиотеплолокационного определения оптической толщины облачной атмосферы. - Труды ГГО, 1982, вып.470, с.114-122.

10. Троицкий В.С., Жевакин С.А., Наумов А.П., Троицкий А.В. Дистанционное зондирование атмосферы методами СВЧ-радиометрии. - В кн.: Труды VI Всесоюзного совещания по радиометеорологии. Таллин, 1982, с.85-87.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ГАЗОВЫХ КОМПОНЕНТ МЕТОДАМИ
СПУТНИКОВОЙ РАДИОСПЕКТРОСКОПИИ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЭФФЕКТА ДОПЛЕРА

Интерес к использованию микроволновой спектрометрической аппаратуры для определения паров воды и других малых газовых компонент в стратосфере и мезосфере все шире обсуждается в работах советских и зарубежных авторов /2, 6-8/. Создание достаточно высокостабильной и высокочувствительной аппаратуры позволило получать с Земли и самолетов ценную информацию о содержании на высотах более 40-50 км паров воды, углекислого газа, озона и т.д. /2, 7-8/. Все шире обсуждаются возможности использования спектрометрической аппаратуры, устанавливаемой на ИСЗ. В этом отношении, безусловно, представляет интерес работа /9/, в которой предлагается использовать микроволновую спектрометрическую аппаратуру, работающую на частотах, превышающих 100 ГГц, для определения малых газовых компонент в стратосфере и мезосфере. Измерения со спутника предлагается осуществлять при помощи хорошо известного метода наклонного зондирования /5/. Однако практическое выполнение такого рода наблюдений со спутника сопряжено со значительными сложностями.

В настоящей работе, являющейся логическим развитием идей, изложенных в работах /3, 4/, описывается более простой метод определения газовых компонент в стратосфере и мезосфере. Его реализацию можно осуществить при помощи достаточно простого аппаратного комплекса, работающего и в длинноволновой части миллиметрового диапазона.

Ввиду большой практической значимости все дальнейшие расчеты, которые приводятся в работе, выполнены для линии поглощения водяного пара $\lambda, 35$ см, хотя предложенную методику можно использовать для определения в верхней атмосфере содержания тех газов, которые имеют достаточно сильные линии поглощения в микроволновом диапазоне.

Идея предлагаемого метода состоит в следующем. Пусть на спутнике, движущемся по круговой орбите, установлен передатчик, который излучает на частоте f_0 . Частота сигнала f_0 на входе приемника, находящегося на Земле, вследствие эффекта Доплера

будет отличаться от излученной.

При частоте излучения передатчика f_0 близкой к частоте резонансного поглощения f_p некоторой малой газовой компоненты, например H_2O , можно добиться того, чтобы при движении спутника по орбите значение f_p оказалось внутри интервала изменения принимаемой частоты. Тогда при фиксированной частоте передатчика можно получить кривую поглощения исследуемого газа водяного пара вблизи резонансной частоты /3/. Отметим, что наибольшее изменение частот вследствие эффекта Доплера при прохождении спутника над пунктом наблюдений относительно всей области радиовидимости составляет $\pm(\mathcal{V}/c') f_0$, где \mathcal{V} — линейная скорость движения спутника по орбите, c' — скорость света. Отметим, что относительное изменение частоты при высоте круговой орбиты спутника 1300 км достигает $2 \cdot 10^{-5}$ (при $\lambda = 1,35$ см или частоте равной 22,3 ГГц); абсолютная величина доплеровского смещения частот составляет 1 МГц. При $f_0 = 22,235$ ГГц и круговой орбите спутника 1300 км интервал изменения принимаемой частоты при прохождении им всей зоны видимости около 1 МГц. Это, как показывает расчет, обеспечивает измерение содержания водяного пара на высотах 60 ... 90 км, так как ширина линии поглощения парами воды в слоях атмосферы на высотах менее 50 км превышает 1 МГц и их влияние может быть учтено при обработке результатов измерений.

Ниже приводятся результаты расчетов пропускания атмосферы для 50 ... 90 км. Этот диапазон высот разбивался на слои толщиной 10 км. В каждом слое плотность водяного пара считается постоянной; расчет пропускания проводился для трех моделей при значениях плотности водяного пара, приведенных в табл. I.

Таблица I

Высота, км	Плотность пара, г/м ³		
	А	Б	В
50 ... 60	10^{-3}	$3 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-1}$
60 ... 70	10^{-4}	10^{-5}	$4 \cdot 10^{-6}$
70 ... 80	10^{-5}	$3 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$
80 ... 90	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}

Для расчета коэффициента поглощения водяным паром была использована формула, полученная Бареттом и Чангом /6/:

$$\alpha = \frac{1,74 \rho \exp[-(655/T)]}{T^{3/2}} \left[\frac{f_0}{(f_p - f_0)^2 + \Delta f^2} + \frac{\Delta f}{(f_p + f_0)^2 + \Delta f^2} \right] + 2,5 \cdot 10^{-15} (\rho \Delta f / T^{3/2}), \quad (1)$$

где ρ - плотность водяного пара, г/м^3 , f_p - резонансная частота поглощения, Δf - ширина полосы поглощения, рассчитанная по формуле

$$\Delta f = \sqrt{\Delta f_1^2 + \Delta f_2^2} \quad (2)$$

Здесь Δf_1 - уширение полосы за счет столкновения молекул:

$$\Delta f_1 = 3,62 \cdot 10^9 \frac{\rho/760}{(T/318)^{0,625}}, \quad (3)$$

где T - абсолютная температура, ρ - давление, мм рт.столба, Δf_2 - доплеровское уширение полосы за счет теплового движения молекул

$$\Delta f_2 = 1,88 \sqrt{T} \cdot 10^3. \quad (4)$$

Если $f_0 - f_p$ не превышает 2 ... 3 МГц, то формула (1) принимает более простой вид

$$\alpha = 4,9 \cdot 10^8 \frac{\exp[-(644/T)]}{T^{3/2}} \left[\frac{\Delta f}{(f_p - f_0)^2 + \Delta f^2} \right]. \quad (5)$$

Для описания контура линии в дальнейшем целесообразно использовать результаты работы /1/. Полагая, что давление на высотах 50-90 км изменяется по экспоненциальному закону, получим выражения для коэффициентов поглощения, приведенные в табл.2.

Изменение частоты передатчика, которая фиксируется наземной аппаратурой, определяется при помощи соотношения

$$f - f_0 = f_0 \frac{v}{c'} \frac{R_3 \sin \varphi}{\sqrt{R_0^2 + R_3^2 + 2R_0 R_3 \cos \varphi}}, \quad (6)$$

где φ - угол между радиус-вектором, исходящим из центра Земли и направленным на приемник R_0 и R_3 на спутниковый передатчик; v - скорость спутника; c' - скорость света.

Пропускание слоя 50 ... 90 км можно рассчитать, воспользовавшись соотношением

Таблица 2

Высота, км	Выражения для коэффициентов поглощения ($\rho = 10^{-6} \text{ г/м}^3$)
50 ... 60	$d_1 = \frac{160}{(f_0 - f_p)^2 + 1,5 \cdot 10^{12}}$
60 ... 70	$d_2 = \frac{40}{(f_0 - f_p)^2 + 9,2 \cdot 10^{10}}$
70 ... 80	$d_3 = \frac{10,5}{(f_0 - f_p)^2 + 6,6 \cdot 10^9}$
80 ... 90	$d_4 = \frac{4,25}{(f_0 - f_p)^2 + 10,7 \cdot 10^8}$

$$\rho = \exp\left[-\int_a(l) dl\right], \quad (7)$$

где l - траектория луча, вдоль которого определяется поглощения.

С помощью полученных в /3, 4/ соотношений рассчитаны зависимости пропускания P от угла φ (т.е. фактически от времени) для различных моделей высотного распределения водяного пара (см. табл. I) и значений разности $f_0 - f_p$.

Анализируя результаты расчетов, обратим внимание на то, что влияние нижележащих слоев существенно сглаживает максимум поглощения соответствующей резонансной частоты. Это связано с тем, что при движении спутника изменение ослабления сигнала из-за изменения l может превысить изменения ослабления, связанного с изменением частоты сигнала, и "резонансный характер" зависимости P от φ маскируется водяным паром, содержащимся в более низких слоях атмосферы. Отметим, что оптимальная частота, на которой должен работать спутниковый передатчик $f_{0 \text{ опт}}$ зависит от высотного профиля водяного пара.

При высокой влажности нижних слоев атмосферы $f_{0 \text{ опт}}$ приближается к f_p (при $f_0 - f_p$ максимум поглощения находится при $\varphi = 0$).

Следует отметить, что использование более интенсивных линий поглощения атмосферных газов позволяет существенно расширить диа-

пазон углов φ , в которых поглощение излучения в верхних слоях атмосферы будет существенно сказываться на уровне принимаемого излучения и контур линии $d(\varphi)$ будет более выражен.

Во всех рассмотренных моделях плотность водяного пара в слое 80 ... 90 км принималась равной 10^{-6} г/м³. При этом относительное значение максимума поглощения может достигать $1,5 \cdot 10^{-2}$, что надежно фиксируется современной радиотехнической аппаратурой. Есть все основания полагать, что при помощи описанного метода можно измерять содержание пара в слое 80 ... 90 км вплоть до 10^{-3} г/м², что соответствует средней плотности 10^{-7} г/м³.

Результаты расчета указывают на асимметрию кривых пропускания $P(\varphi)$ при $f_0 - f_p \neq 0$. Эта асимметрия также несет информацию о распределении водяного пара в атмосфере. Определение содержания в атмосфере пара по асимметрии функции пропускания $P(\varphi)$ имеет свои преимущества, так как ее регистрация может быть осуществлена при помощи значительно более простой измерительной аппаратуры. Так, уменьшение пропускания в слое 50 ... 90 км для $f_0 - f_p = 200$ КГц или 400 КГц в минимуме не превышает долей процента, в то время как для $\varphi = 0,4$ оно составляет не сколько процентов.

Для исследования влияния нижних слоев атмосферы на пропускание P от φ в центре линии поглощения водяного пара была выбрана модель, согласно которой до высоты 20 км плотность водяного пара экспоненциально убывает с высотой. На больших высотах распределение $\rho(h)$ считалось неизменным, а вертикальное распределение температуры известно. Результаты расчетов $P(\varphi)$ для двух различных значений полного содержания водяного пара в атмосфере, соответствующих летнему (30 кг/м²) и зимнему (3 кг/м²), показали, что при высокой влажности $Q = 30$ кг/м² функция $P(\varphi)$ особенно быстро убывает при больших значениях φ . Это приводит к тому, что четко выраженный минимум пропускания, обусловленный влагой верхних слоев при значениях $f_0 - f_p = 200$ и 400 КГц, резко уменьшается.

Помимо поглощения нижних слоев существует еще один фактор, маскирующий минимум пропускания. Он связан с тем, что величина принятого сигнала при движении спутника изменяется обратно пропорционально квадрату расстояния между спутником и пунктом приема. При этом $f_0 - f_p = 0$. Даже для этого наиболее благоприятного случая минимум узок. Это лишает наглядности одночастотные измерения и предъявляет высокие требования к точности определения

мощности и частоты принятого сигнала и его дальнейшей математической обработки. В связи с этим целесообразно рассмотреть возможности метода, основанного на одновременных передаче и приеме двух радиосигналов, разнесенных по частоте.

Пусть τ_H - поглощение в нижних слоях атмосферы, которое не зависит от $f_0 - f_p$, в отличие от поглощения в верхней атмосфере τ_B . Функцию пропускания $P_{f_0}(\varphi)$ можно представить как произведение двух функций

$$P_{f_0}(\varphi) = e^{-\tau_H(\varphi)} e^{-\tau_B(\varphi)}. \quad (8)$$

Если учесть, что $\tau_B(\varphi, f_0) \ll \tau_H(\varphi)$ и $\tau_B(\varphi, f_0) \ll 1$, то $P_{f_0}(\varphi) \approx P(\varphi)$, а разность пропусканий на двух частотах

$$\Delta P_{1,2} = P(\varphi) [\tau_B(\varphi, f_{01}) - \tau_B(\varphi, f_{02})]. \quad (9)$$

Таким образом, разность пропусканий на двух частотах есть произведение функции пропускания нижней атмосферы и разности поглощений, соответствующих частотам f_{01} и f_{02} верхней атмосферы.

Если f_{02} выбрать так, чтобы $f_{02} - f_p > 1$ МГц, а f_{01} , отстоящей от f_p не более чем на несколько сотен КГц, то можно записать, что $\tau(\varphi, f_0)$ неизменна при изменении φ и равна величине A , так как изменение частоты f_{02} , вызванной эффектом Доплера, не приводит к существенному изменению поглощения

$$\Delta P_{1,2}(\varphi) = P(\varphi) [\tau_B(\varphi, f_{01}) - A].$$

Таким образом,

$$\tau_B(\varphi, f_{01}) = \Delta P_{1,2} / P(\varphi) + A, \quad (10)$$

а если $\tau_B(\varphi, f_{02}) \ll \tau_B(\varphi, f_{01})$ то $\Delta P_{1,2}(\varphi) = P(\varphi) \tau_B(\varphi, f_{01})$ и

$$\tau_B(\varphi, f_{01}) = \Delta P_{1,2}(\varphi) / P(\varphi). \quad (11)$$

Отметим, что равенства (9) и (10) справедливы и при учете "фактора $1/\gamma^{2n}$ ", и их можно использовать, подставляя вместо $\Delta P_{1,2}(\varphi)$ разность мощностей сигналов, одновременно принятых на двух частотах.

На рис. 1 представлены рассчитанные по формуле (9) зависимости $(N^2/\gamma^2) \Delta P_{1,2}(\varphi)$ для разных содержаний парообразной влаги в атмосфере (плотность водяного пара на высотах больше 20 км счита-

лась неизменной, $f_{01} - f_p = 0$ и $f_{02} - f_p = 200$ КГц). Анализ данных, представленных на рис. I, показал, что изменение содержания водяного пара в нижней атмосфере в широких пределах (от 1 до 30 кг/м²) приводит лишь к незначительному изменению величины $(H^2/c^2)\Delta P_{12}(\varphi)$.

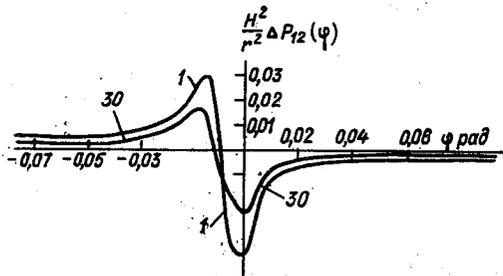


Рис. I.

На рис. 2. приведена зависимость $(H^2/c^2)\Delta P_{12}(\varphi)$ при содержании пара в атмосфере равном 3 кг/м² для различных значений $f_{02} - f_{01}$ в предположении, что частота f_{01} фиксирована и равна f_p . Из представленных данных следует, что минимум соответствует частоте f_{01} и с увеличением разности $f_{02} - f_{01}$ его значение несколько возрастает, в то время как значение максимума, соответствующего изменяющейся частоте f_{02} , сначала возрастает, а затем убывает.

Таким образом, для данной фиксированной частоты f_{01} существует оптимальный сдвиг частот $f_{02} - f_{01}$, для которого вариации $(H^2/c^2)\Delta P_{12}(\varphi)$ в рассматриваемом интервале углов максимальны. Для рассмотренного случая он составляет 200 КГц.

Предположим, что высокостабильный передатчик установлен на спутнике и подключен при помощи волноводной системы к ненаправленной антенне. Оценим требования, предъявляемые к мощности передатчика, установленного на борту спутника, полагая, что приемная система имеет антенну диаметром 3 м. Антенна приемной системы направляется в ту область небосклона, в которой в расчетное время

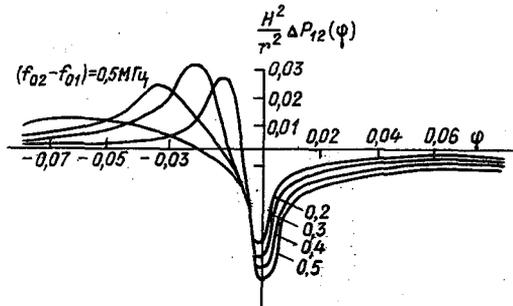


Рис. 2.

должен появиться сигнал от ИСЗ. В начальный период в режиме "поиска" полоса приемника может быть расширена до $3 \cdot 10^5$ ГГц. Это облегчает поиск сигнала. После его обнаружения может быть включена система автоматического слежения за частотой передатчика и полоса сужается до 10^4 ГГц, тем самым помехозащищенность системы существенно повышается. При полосе $\Delta f = 10^5$ ГГц эквивалентный шум атмосферы составит $4 \cdot 10^{-16}$ Вт. Если применить радиометрическую схему приема, то эквивалентный уровень собственных шумов задается соотношением

$$P_{ш} = K_c K T_c \sqrt{\Delta f / \tau},$$

где K - постоянная Больцмана, K_c - константа, зависящая от типа радиометра, Δf - полоса приемника системы, τ - время интегрирования. При $T_c = 1500$ К и $\tau = 5-10$ с, получим

$$P_0 = (\Omega z^2 / S_a) P_0,$$

где P_0 - мощность передатчика, S_a - площадь приемной антенны, z - расстояние от спутника до приемной антенны.

Для надежного определения величины резонансного поглощения α предполагается измерять величину сигнала, на три порядка превышающую уровень собственных шумов $P_{ш}$. В этом случае мощность принятого сигнала должна составлять 10^{-14} Вт. Если расстояние между пунктом приема и спутником составляет $2 \cdot 10^3$ км, а площадь антенны около 6 м^2 и передатчик, установленный на спутнике, излучает в телесный угол π , получим, что мощность

передатчика составляет менее 100 МВт.

Отметим, что практически задачу, которая поставлена в настоящей работе, можно решить при мощности передатчика, составляющей всего несколько милливатт, так как можно использовать низколетающие спутники с более направленной антенной системой на борту. Так, сужение диаграммы до 20° и применение более совершенных методов обработки сигнала позволяют еще по крайней мере на порядок снизить мощность передатчика, установленного на спутнике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б о р и н В.П., Н а у м о в А.П. О некоторых особенностях радиоизлучения атмосферы вблизи резонанса поглощения H_2O на $\lambda = 1,35$ см. - Радиотехника и электроника, 1979, т.24, № 1, с.44-52.

2. Г о р е л и к А.Г., К н я з е в Л.В., П р о з о р о в с к и й А.В. Оптимизация спектральных измерений влажности в стратосфере и мезосфере. Труды IV Всесоюзного совещания по радиометеорологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1975.

3. Г о р е л и к А.Г., Х а ч а т р я н Ж.Б. Возможность определения паров воды на высотах 70-90 км двухчастотным доплеровским методом. - В кн.: XIII Всесоюзная конференция по распространению радиоволн. Ленинград, 1984.

4. Г о р е л и к А.Г., Х а ч а т р я н Ж.Б. Использование эффекта Доплера для определения влажности на высотах 70-90 км. - Труды ГосНИЦ ИПР, 1984, вып.18, с.103-112.

5. К о н д р а т ь е в К.Я., Т и м о ф ь е в Ю.М. Термическое зондирование атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1974.

6. B a r r e t t A.H., C h a n g V.K. A method for the determination of high-altitude water-vapor abundance from ground-based microwave observations. - J. of Geoph. Res., v.67, No.11, 1962.

7. P e n f i e l d H., L i t v a k M.M., G o t l u b G.A., L i l l y A.E. Mesospheric ozone measured from ground-based millimeter-wave observations. - J. of Geoph. Res., v.81, No.6, 1976.

8. R a d f o r d H.E., L i t v a k M.M., G o t t l i e b G.A., G o t t l i e b E.W., L i l l y A.E. Mesospheric water vapor measured from ground-based microwave observations. - J. of Geoph. Res., v.82, No.10, 1977.

9. W a t e r s J.W., W o l f s y S.C. Applications of high-resolution passive microwave satellite systems to the stratosphere, mesosphere and lower thermosphere. - Mass. Inst. of Technology, Research Laboratory of Electronics, v.7, p.1-69, 1978.

В.Г. Баранов, Л.П. Бобылев,
Ю.А. Довгалюк, Е.В. Дорофеев,
Г.Г. Щукин

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕНОСА РАДИОТЕПЛОвого ИЗЛУЧЕНИЯ В КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ

I. Введение

Методы дистанционного зондирования атмосферы в радиодиапазоне с целью получения информации о содержании пароводяной и жидкокапельной влаги в воздухе, облаках и осадках успешно развиваются в последние десятилетия как в СССР, так и за рубежом. Обусловлено это тем, что для решения значительного круга исследовательских и прикладных народнохозяйственных задач требуются данные о таких метеопараметрах, как влагозапас атмосферы (интегральное содержание водяного пара в вертикальном столбе воздуха единичного сечения), водность и водозапас облаков (интеграл от распределения водности вдоль определенного направления), интенсивность дождя. К подобным задачам можно отнести совершенствование прогнозов погоды, изучение особенностей фазовых переходов воды в атмосфере, а также влаго- и теплообмена, выполнение исследований в области прикладной климатологии, управление активными воздействиями на конвективные облака с целью регулирования осадков и электрической активности и контроль их результатов, обнаружение зон возможного обледенения самолетов в облаках, гидрометеорологическое обеспечение различных отраслей народного хозяйства.

Рассматриваемое зондирование атмосферы в радиодиапазоне возможно как с помощью методов активной радиолокации, так и пассивной (радиотеплолокации). Радиолокационные методы зондирования облаков и осадков и связанных с ними опасных явлений погоды достаточно хорошо развиты и широко используются на сети Госкомгидромета СССР /4, II/. В настоящее время можно считать в целом завершенной и разработку радиотеплолокационных методов измерения влагозапаса безоблачной атмосферы, влаго- и водозапаса атмосферы, содержащей слоистообразные облака, водозапаса кучевых облаков /3, 10, 14, 15/. Что же касается зондирования кучево-дождевых облаков, в частности определения водозапаса и восстановления распределения водности в их переохлажденных зонах, то эта задача еще далека от окончательного решения.

Зондирование кучево-дождевых облаков в радиодиапазоне связано с определенными трудностями. Во-первых, наличие различных фаз воды (мелкие облачные капли, крупные капли дождя, градины, кристаллы, снежинки) серьезно усложняет интерпретацию результатов радиотеплолокационных измерений, в частности, требует учета процессов многократного рассеяния радиоволн на гидрометеорах и оценки вкладов излучения частей облака с различным фазовым составом в его радиояркую температуру. Во-вторых, при зондировании СВ, особенно с поверхности Земли, в главный лепесток диаграммы направленности антенны (ДНА) во многих случаях будут попадать не только мелкокапельные переохлажденные зоны облака, но и части слоя дождя. В этом случае полное решение задачи дистанционного измерения водозапаса и влажности этих зон возможно лишь на пути отдельного определения водозапаса мелкокапельной и крупнокапельной фракций кучево-дождевых облаков. Решение данной задачи, на наш взгляд, следует искать посредством комплексного использования пассивных и активных радиолокационных средств с поляризационной селекцией сигналов и применения методов вычислительной томографии для восстановления полей влажности [16].

Очевидно, что для разработки соответствующих пассивно-активных поляризационных радиолокационных методов зондирования кучево-дождевых облаков на первом этапе необходимо детальное теоретическое и экспериментальное исследование характеристик их радиотеплового излучения и отраженных от них радиолокационных сигналов. Большие возможности здесь заключены в численном моделировании переноса радиотеплового излучения и радиолокационного импульса в кучево-дождевых облаках. При этом целесообразно использовать численные модели облачной конвекции, интенсивно разрабатываемые в СССР и за рубежом. В связи с этим в настоящей работе рассмотрены вопросы построения необходимого математического аппарата для подобного моделирования и предложены алгоритмы численного решения скалярного уравнения переноса радиотеплового излучения в пространственно-ограниченных средах на основе применения методов Монте-Карло.

2. Схема численного моделирования радиотеплового излучения конвективных облаков

Блок-схема численного эксперимента для решения прямой задачи — теоретического исследования характеристик радиотеплового излучения кучево-дождевых облаков — приведена на рис.1. Весь

процессе численного моделирования переноса радиотеплового излучения состоит из трех основных блоков.

Первый блок связан с моделированием конвективного облака и окружающей его атмосферы. В качестве облака будем рассматривать ту или иную численную модель облачной конвекции, а в качестве его окружения — сферически слоистую атмосферу. Входные данные для этого блока включают в себя значения давления, температуры и влажности, измеренные с помощью радио- и самолетного зондирования, или же другими методами. Кроме того, для моделирования облака могут понадобиться дополнительные исходные данные, о которых скажем ниже. В результате реализации первого блока получаем микро- и макрофизические характеристики облака, такие как водность облачных капель и капель осадков, ледность кристаллической части облака, функция распределения частиц облака по размерам, форма и геометрические размеры облака. В том случае, когда численная модель облака является нестационарной, все эти характеристики являются функциями времени t .

Второй блок предназначен для вычисления оптических характеристик облака и окружающей атмосферы. К этим характеристикам относятся объемные коэффициенты поглощения атмосферных газов, коэффициенты ослабления и рассеяния, вероятность выживания кванта и индикатриса рассеяния облачных частиц. Для их расчетов также требуются значения метеопараметров и, кроме того, значения параметров спектральных линий основных поглощающих газов атмосферы и диэлектрической проницаемости частиц облака, зависящей от их температуры и состава. Здесь нужно задавать также и интересующую нас длину волны излучения. В результате работы блока получаем пространственно-временное поле оптических характеристик облачной атмосферы.

Наконец, третий блок осуществляет непосредственно численное решение уравнения переноса радиотеплового излучения для различных моментов развития облака. Пока что, как отмечалось выше, мы рассматриваем скалярное уравнение переноса. Для работы этого блока требуется также задание метеопараметров атмосферы (фактически только температура воздуха снаружи и внутри облака) и длины волны излучения. Кроме того, нужно смоделировать процесс детектирования радиотеплового излучения, т.е. задать положение радиотеплолокатора и параметры его антенно-волноводного тракта, такие как вид ДНА, коэффициент полезного действия (к.п.д.) тракта и коэффициент рассеяния антенны.

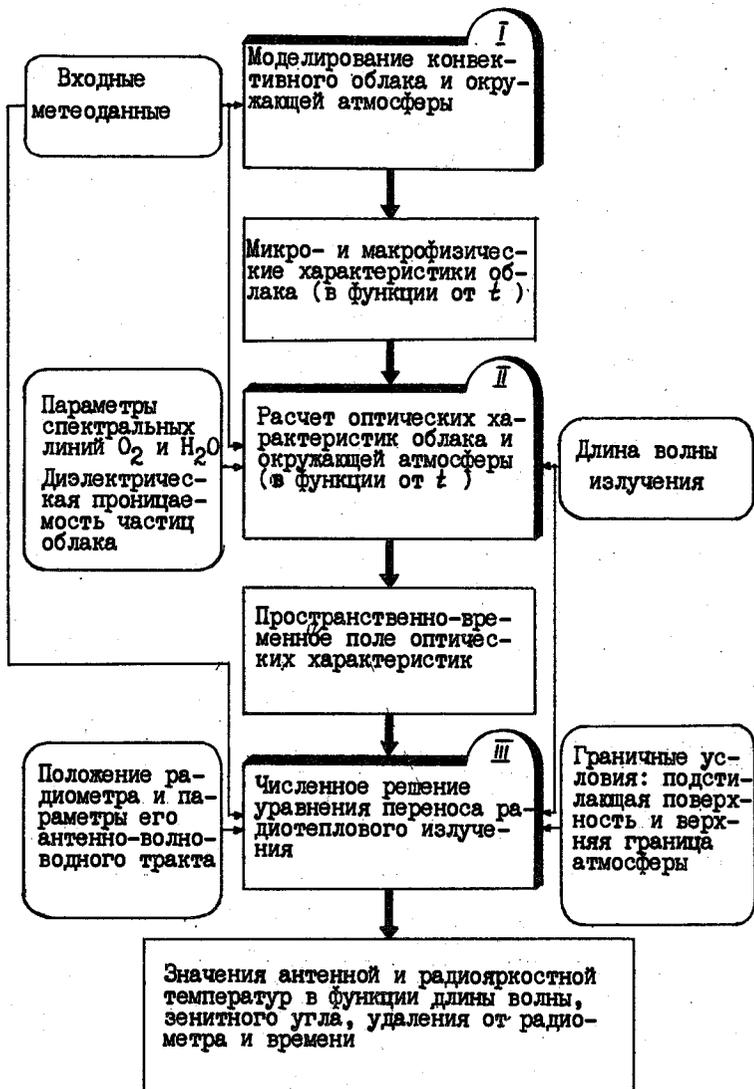


Рис. I.

Для решения уравнения переноса требуется задание граничных условий на верхней и нижней границах атмосферы. Что касается нижней границы, то здесь нужно задать структуру и форму подстилающей поверхности, а также ее излучательные и отражательные характеристики.

В результате моделирования, таким образом, получаем пространственно-временную и угломестно-спектральную зависимости радиояростной и антенной температур атмосферы с конвективным облаком (или с ансамблем этих облаков).

3. Численное моделирование конвективного облака

В данном конкретном варианте нами использована численная полутримерная нестационарная модель кучево-дождевого облака /1/. Термогидродинамические характеристики в модели осреднены по горизонтальному сечению облака, имеющего форму цилиндра с постоянным радиусом.

Термогидродинамическая часть модели включает следующую систему уравнений:

а) уравнение движения

$$\frac{\partial w'}{\partial t} = -w' \frac{\partial w'}{\partial z} - \frac{2d^2}{R} |w'| w' + \frac{2}{R} U_R (w' - w'_R) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{w'} \frac{\partial w'}{\partial z} \right) + g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} - g (Q_c + Q_r + Q_L), \quad (1)$$

б) уравнение неразрывности

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

в) уравнение сохранения энергии

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -w' \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) - \frac{2d^2}{R} |w'| (T - T_0) + \frac{2}{R} U_R (T - T_R) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) + F_T, \quad (3)$$

г) уравнение баланса отношения смеси водяного пара Q_v

$$\frac{\partial Q_v}{\partial t} = -w' \frac{\partial Q_v}{\partial z} - \frac{2d^2}{R} |w'| (Q_v - Q_{v0}) + \frac{2}{R} U_R (Q_v - Q_{vR}) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial Q_v}{\partial z} \right) + F_v, \quad (4)$$

д) уравнение баланса отношения смеси облачных капель Q_c

$$\frac{\partial Q_c}{\partial t} = -w' \frac{\partial Q_c}{\partial z} - \frac{2d^2}{R} |w'| (Q_c - Q_{c0}) + \frac{2}{R} U_R (Q_c - Q_{cr}) + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (K_c \frac{\partial Q_c}{\partial z}) + F_c, \quad (5)$$

е) уравнение баланса отношения смеси дождевых капель Q_r

$$\frac{\partial Q_r}{\partial t} = -(w' - v_r) \frac{\partial Q_r}{\partial z} - \frac{2d^2}{R} |w'| (Q_r - Q_{r0}) + \frac{2}{R} U_R (Q_r - Q_{rR}) + \frac{Q_r}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a v_r) + F_r, \quad (6)$$

ж) уравнение баланса отношения смеси кристаллических осадков Q_i

$$\frac{\partial Q_i}{\partial t} = -(w' - v_i) \frac{\partial Q_i}{\partial z} - \frac{2d^2}{R} |w'| (Q_i - Q_{i0}) + \frac{2}{R} U_R (Q_i - Q_{iR}) + \frac{Q_i}{\rho_a} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_a v_i) + F_i. \quad (7)$$

В этих уравнениях z - вертикальная координата; t - время; g - ускорение свободного падения; R - радиус цилиндрического облака; w' и U_R - вертикальная и горизонтальная составляющие скорости воздушного потока; ρ_a - плотность воздуха; γ_a - сухоадиабатический градиент; d - коэффициент вовлечения; T и T_v - абсолютная и виртуальная температуры; K_x - коэффициент турбулентности для величины x ; F_x - сумма вкладов микрофизических процессов в уравнение для величины x ; v_r и v_i - средневзвешанные скорости падения дождевых капель и частиц кристаллических осадков. Индекс "R" при любой переменной показывает, что ее значение берется на поверхности цилиндра, а индекс "0" характеризует значение величины, рассматриваемой во внешнем окружении облачного цилиндра. При этом для каждой переменной полагается, что

$$x_R = \begin{cases} x_0 & \text{при } U_R < 0, \\ x & \text{при } U_R \geq 0. \end{cases} \quad (8)$$

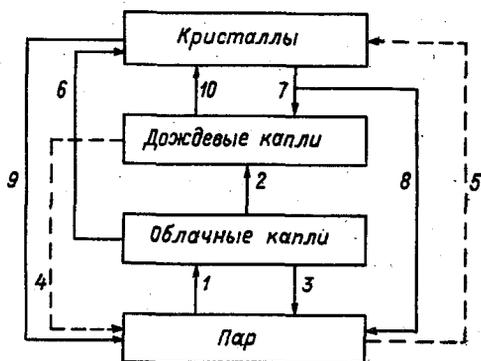


Рис.2.

Схема учитываемых моделью микрофизических процессов приведена на рис.2. Здесь 1 - конденсация водяного пара, 2 - автоконверсия и коагуляция, 3 - испарение облачных капель, 4 - испарение капель дождя, 5 - сублимация водяного пара, 6 - обмерзание кристаллов, 7 - плавление кристаллов, 8 - испарение растаявших кристаллов, 9 - испарение кристаллов, 10 - замерзание капель дождя. Замыкание данной системы уравнений осуществляется дополнением к ней уравнения состояния воздуха и формул для насыщающего значения отношения смеси водяного пара над плоскими поверхностями воды и льда. Входные данные модели - вертикальные профили давления, температуры, влажности и значения радиуса облака и перегрева на его нижней границе.

На рис.3 приведены результаты реализации модели, характеризующие эволюцию кучево-дождевого облака при состоянии атмосферы, типичном для средних широт летом. На рис.3 а изображены изолинии пространственно-временного хода удельной водности облачных капель, на рис.3 б - удельной водности осадков, на рис.3 в - удельной ледности замерзших капель (все величины даны в г/кг). Видно, что весь цикл развития облака составляет один час. Оно в своем развитии проходит все три стадии, причем стадии зарождения, зрелости и диссипации укладываются во временные масштабы, зафиксированные в эксперименте /8/. Нижняя граница облака расположена на высоте 1 км, а максимальная мощность равна 3 км и достигается на 40-й минуте развития. Наибольшее значение скорости

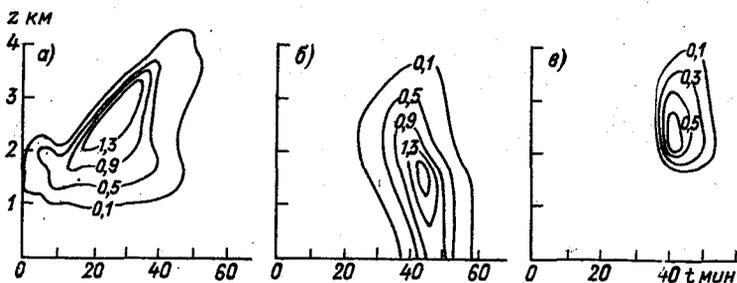


Рис.3.

восходящего потока составляет около 6 м/с и имеет место на 20-й минуте на высоте около 2 км. Максимум удельной водности облачных капель, равный 1,7 г/кг, достигается на высоте 2,8 км на 25-й минуте развития облака. Осадки начинают формироваться в это же время в слое от 1,5 до 2 км над основанием облака и, достигая подстилающей поверхности на 40-й минуте, прекращаются к концу эволюции облака. При этом максимальное значение удельной водности дождевых капель, равное 1,9 г/кг, достигается на высоте около 1,5 км на 45-й минуте. Для удельной ледности замерзших капель оно составляет 0,7 г/кг на 40-й минуте на высоте около 2,5 км.

Таким образом, временной ход микроскопических характеристик облака и их количественные значения соответствуют наблюдаемым в полевых экспериментах /8/. Это говорит об адекватности модели и обосновывает ее выбор для моделирования переноса радиотеплового излучения.

4. Расчет оптических характеристик облачной атмосферы

Как известно, из основных газов атмосферы лишь кислород и водяной пар дают заметный вклад в поглощение микроволнового излучения. Для расчетов объемного коэффициента поглощения кислорода нами использовано полное квантово-механическое выражение. Методика расчетов на его основе приведена в работе /2/.

Для вычисления объемного коэффициента поглощения водяного пара использована инженерная методика А.Ю.Зражевокого /6/, дающая хорошее согласие с экспериментальными данными.

Ослабление и рассеяние микроволнового излучения в конвектив-

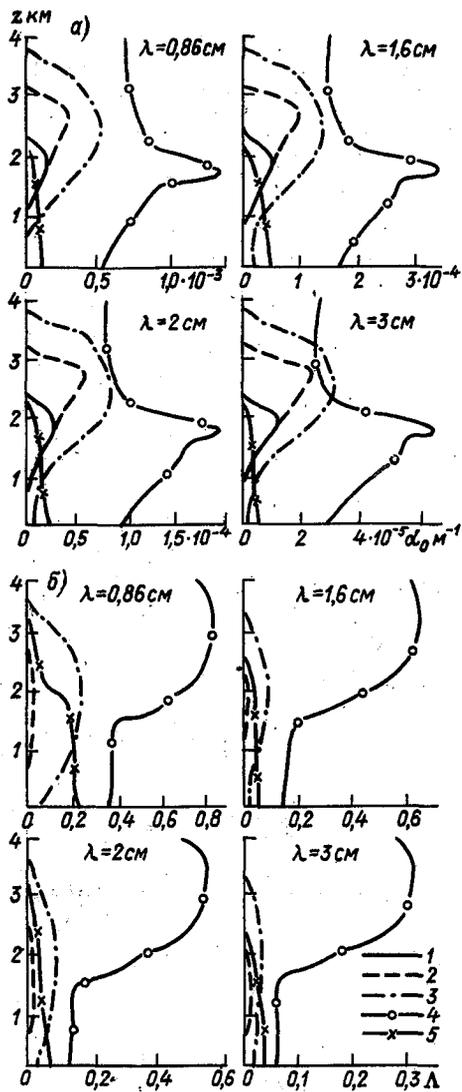


Рис. 4.

ном облаке осуществляется облачными каплями дождя и кристаллами. В рамках настоящей работы мы считаем, что все эти частицы имеют сферическую форму и однородны. Так как средний радиус облачных капель в \mathcal{C}_B составляет 6...10 мкм, а максимальный практически не превышает 45 мкм /12/, то для них выполняется релеевское приближение для поглощения радиоволн, при котором рассеянием последних можно пренебречь по сравнению с поглощением /11/. Методика расчета коэффициента поглощения радиоволн облачными каплями в этом приближении, изложенная в /13/, является довольно простой.

При расчете коэффициентов ослабления и рассеяния, а также индикатрис рассеяния радиоволн каплями дождя и ледяными частицами использованы точные формулы теории Ми /7/. При этом в используемой модели \mathcal{C}_B распределение и тех и других по размерам задается по Маршаллу-Пальмеру.

Для иллюстрации работы блока расчета оптических характеристик на рис.4 приведены результаты вычисления коэффициента ослабления α_0 (а) и вероятности выживания кванта Λ (б) для четырех длин волн $\lambda = 0,86; 1,6; 2,0$ и $3,2$ см для рассмотренной выше реализации модели \mathcal{C}_B в различные моменты развития облака (1, 2, 3, 4, 5 - соответственно $t = 16, 26, 36, 46, 56$ мин).

Из рис.4 следует, что оптические характеристики кучево-дождевого облака сильно зависят от стадии его развития. Отсюда можно сделать очевидный, но тем не менее важный вывод о том, что рассмотрение оптических характеристик и характеристик радиотеплового излучения \mathcal{C}_B без учета стадии его развития лишено смысла. Поэтому, и это главное, разработка пассивно-активных радиолокационных методов зондирования кучево-дождевых облаков должна обязательно проводиться с учетом их эволюции.

5. Алгоритм численного решения скалярного уравнения переноса радиотеплового излучения на основе применения методов Монте-Карло

На современном этапе развития вычислительной техники методы Монте-Карло являются практически единственными, позволяющими получать численное решение уравнения переноса микроволнового излучения с учетом процессов многократного рассеяния радиоволн на гидрометеорах в таких сложных пространственно-ограниченных средах, как кучево-дождевые облака.

В задачах моделирования переноса излучения методами Монте-Карло процесс распространения электромагнитных волн в среде рас-

считывается как случайная марковская цепь столкновений фотонов с веществом /5, 9/. Эти столкновения приводят либо к рассеянию фотонов, либо к их поглощению. Сущность самих методов заключается в моделировании траектории этой цепи на ЭВМ и вычислении статистических оценок различных функционалов.

В настоящее время разработано множество эффективных модификаций методов, ориентированных на различные специальные задачи. Разработанные нами программы позволяют рассчитывать отдельное значение радиояростной температуры облачной атмосферы со среднеквадратической погрешностью 1К за 1 мин.

Для моделирования траектории фотона нужно знать распределение вероятностей различных величин, характеризующих процесс переноса. К ним относятся длина свободного пробега фотона ℓ , косинус угла рассеяния γ , вероятность поглощения $w_{p\lambda}$ и рассеяния $w_{r\lambda}$ фотона (индекс " λ " характеризует спектральную зависимость величины). Величина ℓ распределена с плотностью вероятности /9/

$$f_{\ell}(s) = d_{0\lambda} [\vec{r}(s)] \exp \left\{ \int_0^s d_{0\lambda}(\vec{r}(s')) ds' \right\}, \quad (9)$$

где s - расстояние, отсчитываемое вдоль некоторого направления $\vec{\omega}$ от начальной точки пробега фотона, $\vec{r}(s)$ - радиус-вектор, равный $\vec{r}_0 + s\vec{\omega}$, \vec{r}_0 - радиус-вектор начальной точки пробега фотона, ω - единичный вектор, задающий направление распространения фотона. Косинус угла рассеяния распределен с плотностью вероятности, задаваемой индикатрисой рассеяния $x(\gamma)$. Вероятность поглощения фотона определяется отношением

$$w_{p\lambda}(\vec{r}) = d_{p\lambda}(\vec{r}) / d_{0\lambda}(\vec{r}), \quad (10)$$

а вероятность рассеяния задается вероятностью выживания кванта

$$w_{r\lambda}(\vec{r}) = \Lambda(\vec{r}) = d_{r\lambda}(\vec{r}) / d_{0\lambda}(\vec{r}), \quad (11)$$

где $d_{0\lambda}$, $d_{r\lambda}$ и $d_{p\lambda}$ - соответственно коэффициенты ослабления, рассеяния и поглощения.

Запишем интегро-дифференциальное уравнение переноса излучения в соответствии с /9/, в виде

$$\begin{aligned} (\vec{\omega}, \text{grad } I_{\lambda}(\vec{r}, \vec{\omega})) &= B_{\lambda}(\vec{r}, \vec{\omega}) + d_{r\lambda}(\vec{r}) \times \\ &\times \int_{\Omega'} I_{\lambda}(\vec{r}, \vec{\omega}') x(\vec{r}, \vec{\omega}') d\vec{\omega}' - d_{0\lambda}(\vec{r}) I_{\lambda}(\vec{r}, \vec{\omega}), \end{aligned} \quad (12)$$

где I_λ - спектральная интенсивность излучения, B_u - плотность распределения источников (функция источника), $\vec{\omega}'$ и $\vec{\omega}$ - направления соответственно падающего и рассеянного излучения.

Метод Монте-Карло позволяет непосредственно оценивать линейные функционалы вида /9/

$$F_\varphi = (f_\lambda, \varphi) = \int \int_{R, \Omega} f_\lambda(\vec{r}, \vec{\omega}) \varphi(\vec{r}, \vec{\omega}) d\vec{r} d\vec{\omega}, \quad (13)$$

где f_λ - плотность столкновений фотонов с веществом, φ - любая неотрицательная функция. Для плотности столкновений известно соотношение /9/

$$f_\lambda(\vec{r}, \vec{\omega}) = d_{0\lambda}(\vec{r}) I_\lambda(\vec{r}, \vec{\omega}). \quad (14)$$

При оценке функционала $I_\varphi = (I_\lambda, \varphi)$ мы можем воспользоваться соотношением /9/

$$I_\varphi = (I_\lambda, \varphi) = (I_\lambda^*, B_u), \quad (15)$$

где I_λ^* - решение сопряженного уравнения переноса (см./9/). В этом случае

$$\begin{aligned} I_\varphi &= (I_\lambda^*, B_u) = \int \int_{R, \Omega} I_\lambda^*(\vec{r}, \vec{\omega}) B_u(\vec{r}, \vec{\omega}) d\vec{r} d\vec{\omega} = \\ &= \int \int_{R, \Omega} I_{\lambda 1}^*(\vec{r}, \vec{\omega}) B_u(\vec{r}, -\vec{\omega}) d\vec{r} d\vec{\omega} = \int \int_{R, \Omega} f_{\lambda 1}^*(\vec{r}, \vec{\omega}) \frac{B_u(\vec{r}, -\vec{\omega})}{d_{0\lambda}(\vec{r})} d\vec{r} d\vec{\omega}, \end{aligned} \quad (16)$$

где $I_{\lambda 1}^*(\vec{r}, \vec{\omega}) = I_\lambda^*(\vec{r}, -\vec{\omega})$ - решение уравнения переноса с функцией источника $\varphi(\vec{r}, -\vec{\omega})$, а $f_{\lambda 1}^* = d_{0\lambda} I_{\lambda 1}^*$ /9/.

Таким образом, для оценки функционала $I_\varphi = (I_\lambda, \varphi)$ можно моделировать перенос из источника не с реальной плотностью B_u , а с плотностью $\varphi(\vec{r}, -\vec{\omega})$ и при этом вычислять значение (16), которое характеризует показания приемника с весом $B_u(\vec{r}, -\vec{\omega})$. В этом заключается основное содержание теоремы оптической взаимности /9/. Ее целесообразно применять в тех случаях, когда приемник локализован, а источник распределен в фазовом пространстве /9/.

В нашей задаче функция φ задает диаграмму направленности антенны $G(\vec{\omega}_0, \vec{\omega})$, где $\vec{\omega}_0$ - направление визирования. Если теплолокатор находится в точке $\vec{r} = 0$, то нам нужно оценить функционал I_φ с плотностью распределения источников

$$\varphi(\vec{r}, -\vec{\omega}) = \delta(\vec{r}) G(\vec{\omega}_0, -\vec{\omega}), \quad (17)$$

где $\delta(\vec{r})$ - дельта-функция. Этот функционал имеет вид

$$I_{\varphi} = \int_{\mathcal{R}} I_{\lambda}(0, \vec{\omega}) G(\vec{\omega}_0, \vec{\omega}) d\vec{\omega} = I_{\lambda}(0, \vec{\omega}_0), \quad (18)$$

где $I_{\lambda}(0, \vec{\omega}_0)$ - интенсивность радиотеплового излучения на выходе антенны при ее ориентации в направлении $\vec{\omega}_0$. Здесь подразумевается, что ДНА нормирована на единицу.

Применяя теорему оптической взаимности к этой задаче, мы можем моделировать траектории фотонов, вылетающих из приемника, расположенного в точке $\vec{r} = 0$, с распределением по направлениям, задаваемым плотностью вероятности, пропорциональной ДНА. Для каждой траектории необходимо вычислять значения величин $v_{zi}(\vec{r}_i, -\vec{\omega}_i) / \Delta\sigma_{\lambda}(\vec{r}_i)$, где $\vec{r}_i = (\vec{r}_i, -\vec{\omega}_i)$ координата в фазовом пространстве физических столкновений фотонов с веществом. Суммируя эти величины для всех траекторий и находя среднее значение суммы, получим оценку $I_{\lambda}(0, \vec{\omega}_0)$. В радиодиапазоне интенсивность теплового излучения обычно характеризуется радиояркостной температурой $T_{Я\lambda}$. В этом случае необходимо вычислять и суммировать величины $T(\vec{r})[1 - \Lambda(\vec{r})]$, где T - термодинамическая температура среды. Использование теоремы оптической взаимности избавляет нас от моделирования лишних траекторий, т.е. траекторий фотонов, не попадающих в приемник.

Для моделирования длины свободного пробега фотона был использован "метод максимального сечения" /9/. В алгоритме учтены сферичность Земли и рефракция радиоволн. Отметим, что если учитывать лишь те точки, где фотоны поглощаются, то можно получить оценку антенной температуры по поглощению. Зная эту оценку и оценку по ослаблению, можно оценить и величину вклада рассеянного излучения.

Блок-схема программы, реализующей изложенный выше алгоритм численного решения скалярного уравнения переноса радиотеплового излучения в Sv , приведена на рис.5. Здесь 1 - моделирование начального направления фотона, 2 - моделирование длины свободного пробега в фиктивной среде /9/, 3 - вычисление координат следующей точки фиктивного столкновения со средой, 4 - проверка граничных условий, 5 - детектирование по фиктивным столкновениям, 6 - детектирование по физическим столкновениям, 7 - детектирование по поглощениям, 8 - выбор типа столкновения (фиктивное или физическое), 10 - проверка точности, 11 - моделирование нового направления с учетом индикатрисы рассеяния, 12 - вывод резуль-

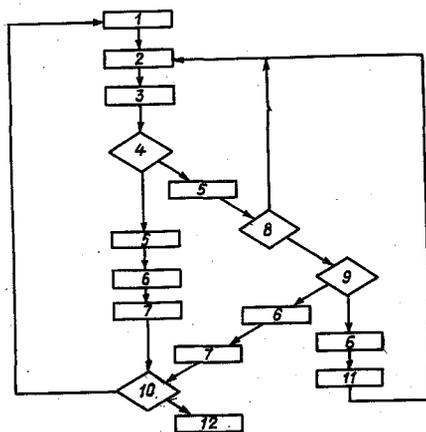


Рис.5.

татов счета. В рассматриваемом алгоритме подстилающая поверхность считается абсолютной черной.

Проверка алгоритма и программы была осуществлена путем их применения к ряду задач, допускающих аналитическое решение. Сравнение результатов, полученных в этом случае методом Монте-Карло, с результатами аналитического решения показало удовлетворительную работу алгоритма.

В качестве иллюстрации работы всего комплекса программ моделирования переноса радиотеплового излучения в кучево-дождевых облаках приведем результаты расчета антенного контраста \mathcal{C}_b для рассмотренной выше реализации модели этого облака. По антенным контрастом понимается превышение антенной температуры облака над антенной температурой окружающей атмосферы при зондировании в одном и том же направлении. При моделировании радиотеплолокатор, работающий на длине волны 3 см, "помещался" на некотором удалении от облака и "осуществлял" его вертикальные разрезы. Ширина главного лепестка ДНА была принята равной 2° , а к.п.д. тракта $\eta = 1$.

Результаты расчетов приведены на рис.6 в виде изолиний антенного контраста в кельвинах в зависимости от времени развития облака и угла места зондирования для трех удалений $\mathcal{D} = 20$;

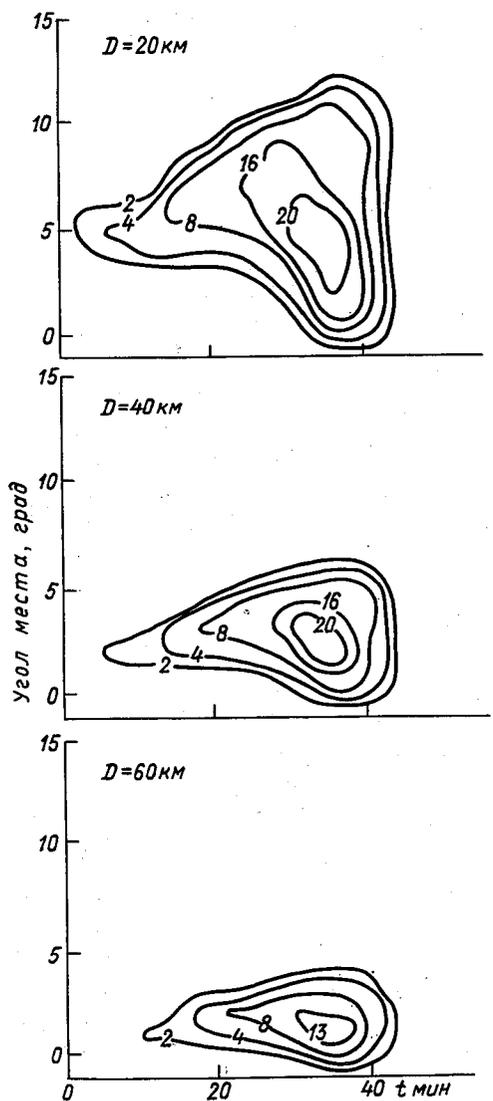


Рис. 6.

40; 60 км. Из рис.6 видно, что при удалении $D \leq 20$ км и углах места $\beta \geq 2^\circ$ пространственно-временное распределение антенного контраста качественно повторяет ход суммарной удельной водности облачных капель и капель осадков. При $\beta < 2^\circ$ значительно увеличивается оптическая толщина атмосферы и в антенну начинает попадать излучение подстилающей поверхности. Это приводит к тому, что антенный контраст облака резко уменьшается, хотя из него и идут осадки.

То обстоятельство, что контраст облака на стадии стационарирования не равен нулю при отрицательных углах места зондирования, связано с использованием в расчетах реальной ДНА. В нашем эксперименте это имеет место на 33-42-й минутах развития облака.

Из рис.6 также следует, что с удалением облака от радиотеплолокатора момент его обнаружения все более запаздывает по отношению к началу развития конвекции. Так, если порог обнаружения радиотеплолокатора равен 1-2 К, последний начинает обнаруживать данное облако на 2-й минуте его развития при удалении до 20 км, на 4-й и 8-й минутах при удалении соответственно до 40 и 60 км.

Так как крупные капли и связанная с ними радиолокационная отражаемость проявляются в облаке лишь на 24-й минуте его развития, то радиолокатор сможет обнаружить облако только к этому моменту времени, следовательно, радиотеплолокатор обнаруживает конвективные облака на значительно более ранних стадиях их развития.

6. Заключение

Таким образом, разработанный набор программ является комплексным инструментом для проведения обширных теоретических исследований закономерностей переноса радиотеплового излучения в атмосфере, содержащей конвективные облака. Ближайшей своей задачей авторы считают дополнение этого комплекса программами численного решения векторного уравнения переноса (т.е. переноса с учетом поляризации излучения) и уравнения радиолокации метеоцелей с учетом поляризации и многократного рассеяния радиоволн на гидрометеорах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

И. Баранов В.Г., Довгалюк Ю.А. Предварительные результаты численного моделирования нестационарной облачной конвекции. - Труды ИГО, 1983, вып.469, с.12-21.

2. Б о б ы л е в Л.П., Т а р а б у к и н И.А., Щ у к и н Г.Г. Характеристики радиотеплового излучения и поглощения облачной атмосферы. - Труды ИТО, 1979, вып.430, с.19-35.

3. Б о б ы л е в Л.П., Щ у к и н Г.Г., П о п о в а Н.Д. Радиотеплолокационные исследования влаго- и водозапаса атмосферы при наличии слоистообразных облаков. - Метеорология и гидрология, 1985, № 8, с.103-107.

4. Б р ы л е в Г.Б., Н и з д о й м и н о г а Г.Л., С т е п а н е н к о В.Д. Вопросы практического применения радиолокационной метеорологической информации. - Обнинск: Обзор ВНИИГМИ-МЦД, 1978, 64 с.

5. Е р м а к о в С.М. Метод Монте-Карло и смежные вопросы. - М.: Наука, 1975, 471 с.

6. З р а ж е в с к и й А.Ю. Методика расчета поглощения в атмосферных парах воды в миллиметровом и субмиллиметровом диапазонах. - Радиотехника и электроника, т. XXI, вып.5, 1976, с.951-957.

7. И с и м а р у А. Распространение и рассеяние волн в случайно-неоднородных средах. - М.: Мир, 1981, т. I - 280 с, т. 2. - 317 с.

8. М а з и н И.П., Ш м е т е р С.М. Облака. Строение и физика образования. - Л.: Гидрометеиздат, 1983, 280 с.

9. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике/Г.И.Марчук, Г.А.Михайлов, М.А.Назарлиев и др., - Новосибирск: Наука, 1976, 284 с.

10. Р а д и о т е п л о л о к а ц и о н н ы е исследования влагозапаса безоблачной атмосферы/Бобылев Л.П., Г.Г.Щукин, Н.Д.Попова, И.А.Тарабукин. - Метеорология и гидрология, 1984, № 7, с.43-48.

11. С т е п а н е н к о В.Д. Радиолокация в метеорологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1973, 343 с.

12. Ш м е т е р С.М. Физика конвективных облаков. - Л.: Гидрометеиздат, 1972, 232 с.

13. Щ у к и н Г.Г., Б о б ы л е в Л.П. К вопросу определения влагосодержания облачной атмосферы по радиотепловому излучению. - В кн.: Труды Всесоюзного симпозиума по радиофизическим исследованиям атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1977, с.170-181.

14. Щ у к и н Г.Г., Б о б ы л е в Л.П., П о п о в а Н.Д. Дистанционное исследование влагосодержания облачной атмосферы ра-

ДИОТЕПЛОЛОКАЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ. - Метеорология и гидрология, 1982, № 8, с.29-37.

15. P a s s i v e - a c t i v e Radar Sounding of Convective Clouds / L.P.Bobylev, E.V.Borofeyev, N.F.Mikhailov, N.D.Popova, I.A.Tarabukin, G.G.Shchukin. - In: Proceedings of the 9th International Cloud Physics Conference, 1984, vol. III, p.769-772.

16. W a r n e r J., D r a k e J.F., K r e h b i e l P.R. Microwave Tomography as a Means of Determining Liquid Water Profiles in Cloud. - In: Proceedings of the 9th International Cloud Physics Conference, 1984, vol. III, p.823-826.

Л. П. Бобылев, Е. В. Дорофеев,
С. Ю. Матросов, Е. М. Шульгина,
Г. Г. Шукин

ВЛИЯНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОНОГО РАССЕЯНИЯ НА ПЕРЕНОС РАДИОТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Хорошо известно, что основное влияние на перенос в атмосфере радиоизлучения с длиной волны $\lambda \geq 0,3$ см оказывают кислород, водяной пар, облака и осадки. При этом рассеянием радиоизлучения в атмосферных газах можно пренебречь и учитывать только истинное поглощение. Численные оценки показывают, что рассеяние радиоизлучения в нежданных слоистообразных облаках также пренебрежимо мало по сравнению с поглощением (вероятность выживания кванта, как правило, не превосходит 0,01). Однако в мощных кучевых облаках даже при отсутствии осадков могут существовать в заметном количестве (несколько сотен в 1 м^3) гигантские капли размером более 100–200 мкм. Эффекты рассеяния радиоизлучения на таких каплях могут быть заметны. Тем более необходимо учитывать рассеяние при рассмотрении переноса радиоизлучения в кучево-дождевых и слоистообразных облаках при наличии жидких осадков. Размеры капель осадков могут достигать 6–7 мм в диаметре, а вероятность выживания кванта – 0,5.

В данной статье рассматривается вопрос о влиянии рассеяния на перенос радиотеплового излучения в атмосфере. Вопрос этот является актуальным, поскольку измерения характеристик указанного излучения несут важную информацию о различных параметрах влагосодержания облачной атмосферы, таких как водозапас облаков, водозапас атмосферы, интенсивность осадков.

Достаточно подробно в работе анализируются два случая, когда учет рассеяния существенен для правильного описания переноса радиотеплового излучения:

- 1) перенос в атмосфере со слоистообразными облаками при наличии осадков;
- 2) перенос в атмосфере, содержащей мощные конвективные облака.

Уравнение переноса радиотеплового излучения с учетом многократного рассеяния и поляризации выглядит следующим образом /5/:

$$\cos \theta \frac{d\vec{P}(\theta, \varphi, z)}{dz} = -\alpha_0(z) \vec{P}(\theta, \varphi, z) +$$

$$+ \frac{\alpha_p(\mathbf{z})}{4\pi} \int_{\Omega'} \hat{\beta}(\theta, \theta', \varphi, \varphi', \mathbf{z}) \vec{P}(\theta', \varphi', \mathbf{z}) d\omega' + \vec{P}_0(\mathbf{z}), \quad (1)$$

где $\alpha_0(\mathbf{z})$, $\alpha_p(\mathbf{z})$ - коэффициенты ослабления и рассеяния; \mathbf{z} - вертикальная координата; θ и φ - зенитный и азимутальный углы; $\hat{\beta}$ - матрица рассеяния; \vec{P} - вектор-параметр Стокса, описывающий поле излучения в общем случае; \vec{P}_0 - член, характеризующий собственное излучение атмосферы. Вектора \vec{P} и \vec{P}_0 записываются в виде

$$\left. \begin{aligned} \vec{P}(\theta, \varphi, \mathbf{z}) &= (\mathcal{T}_y^v(\theta, \varphi, \mathbf{z}), \mathcal{T}_y^h(\theta, \varphi, \mathbf{z}), u', v'), \\ \vec{P}_0(\mathbf{z}) &= (\alpha_n(\mathbf{z})T(\mathbf{z}), \alpha_n(\mathbf{z})T(\mathbf{z}), 0, 0). \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Здесь \mathcal{T}_y^v и \mathcal{T}_y^h - радиояростные температуры излучения на вертикальной и горизонтальной поляризациях, u' и v' описывают плоскость поляризации и степень эллиптичности, $T(\mathbf{z})$ - термодинамическая температура, $\alpha_n(\mathbf{z})$ - коэффициент поглощения излучения.

Для первого рассматриваемого случая задача переноса радиотеплового излучения решалась для слоисто-дождевых облаков над водной поверхностью. Излучение водной поверхности поляризовано и его влияние можно учесть в граничных условиях, записав уравнение (1) для рассеивающей атмосферы /3/. Атмосфера при этом предполагалась горизонтально-слоистой, состоящей из 40 слоев различной толщины. Коэффициенты поглощения и рассеяния радиоизлучения в облаках и осадках рассчитывались по теории Ми, в кислороде и водяном паре по стандартным методикам (см./6/). Излучательные и отражательные свойства подстилающей поверхности вычислялись по известным формулам Френеля. Влагозапас атмосферы (интегральное содержание водяного пара в столбе атмосферы единичного сечения) для принятой в расчетах модели составил 27 кг/м², водозапас облаков 0,7 кг/м². Вертикальные профили абсолютной влажности, водности облаков и осадков, температуры и давления моделировались по данным /1, 4/. Расчеты характеристик радиотеплового излучения проводились с различными эффективными значениями интенсивности осадков в диапазоне 0 ... 50 мм/ч (под эффективным значением интенсивности осадков понимается интенсивность такого их однородного слоя, водозапас которого равен водозапасу данного вертикально стратифицированного слоя осадков). Толщина слоя дождя при расчетах предполагалась равной 2,5 км. Спектр размеров дождевых капель моделировался функцией Беста.

При вычислении оптических характеристик осадков в радиодиапазоне было установлено, что оптическая толщина рассеяния $\tau_p = \int_0^{\infty} \alpha_p(z) dz$ может достигать больших значений. Вероятность выживания кванта в слое осадков может достигать значений $\Lambda = 0,45 \dots 0,5$ в окнах прозрачности на длинах волн $\lambda \approx 0,3$ см и $\lambda \approx 0,65 \dots 0,9$ см. Это говорит о том, что в указанных спектральных интервалах при наличии средних и сильных осадков эффектами многократного рассеяния пренебрегать нельзя. С увеличением длины волны излучения до 4–5 см капли осадков становятся уже релеевскими частицами и соответствующие коэффициенты поглощения и рассеяния, так же как и оптические толщины, быстро уменьшаются с ростом λ . Пренебрежение эффектами многократного рассеяния в этом случае уже правомочно.

Для решения уравнения (I) в слоисто-дождевых облаках был выбран метод расщепления, основная идея которого заключается в разложении уравнения на два, интегральное и дифференциальное, и последовательном их решении. Заметим, что, если пренебречь рассеянием вообще (положить $\alpha_p(z) = 0$), то уравнение (I) допускает довольно простое аналитическое решение.

На рис. I приведены рассчитанные зависимости радиояростной температуры нисходящего излучения от эффективной интенсивности осадков I_0 для $\lambda = 0,3; 0,8; 1,6$ см на уровне подстилающей поверхности при визировании вертикально вверх. Для сравнения на том же рисунке пунктирными линиями приведены соответствующие зависимости без учета рассеяния. Здесь влагозапас атмосферы $Q = 27$ кг/м², водозапас облаков в вертикальном направлении $W = 0,7$ кг/м². Из рис. I видно, что "точные" значения радиояростных температур, как правило, выше значений, полученных при неучете рассеяния. Исключение составляет небольшая область малых интенсивностей осадков и диапазон $I_0 > 20$ мм/ч при $\lambda = 0,3$ см.

В окне прозрачности $\lambda \approx 0,3$ см эффекты многократного рассеяния вызывают изменение радиояростной температуры нисходящего излучения не более, чем на 5–10 К. При $\lambda \approx 0,65 \dots 2,0$ см эти изменения могут достигать 15–25 К. Это свидетельствует о необходимости учета рассеяния излучения в указанных диапазонах длин волн при решении прямых и обратных задач переноса радиотеплового излучения в атмосфере со слоисто-дождевыми облаками при наличии осадков.

Как и ожидалось, заметно слабее влияет рассеяние на перенос радиотеплового излучения в более длинноволновом диапазоне. Так,

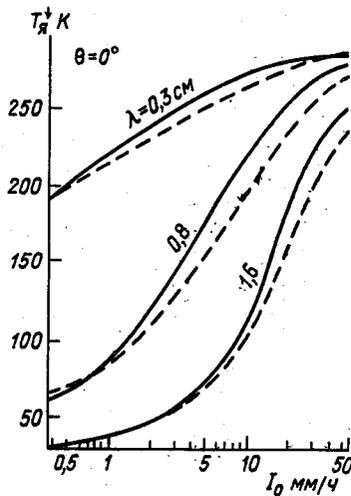


Рис. I.

при $\lambda \approx 3$ см рассеяние практически не влияет на перенос излучения до значений $I_0 = 15 \dots 20$ мм/ч. При достаточно больших значениях интенсивности осадков радиояркостная температура излучения стремится к средней термодинамической температуре слоя дождя, что вполне естественно.

Обратимся к вопросу влияния рассеяния на уходящее радиотепловое излучение системы водная поверхность—атмосфера. На рис. 2 приведены радиояркостные температуры этого излучения на верхней границе атмосферы при визировании в надир (различие между поляризациями в этом случае пропадает) в зависимости от эффективной интенсивности осадков. Здесь, как и на рис. I, представлены результаты численного решения полного уравнения (I) и упрощенного уравнения без учета рассеяния (пунктирные линии).

В случае уходящего излучения, в отличие от нисходящего, "точные" значения радиояркостных температур, как правило, меньше полученных с учетом только поглощения. Радиояркостные температуры, рассчитанные без учета рассеяния, монотонно увеличиваются с ростом I_0 и стремятся к средней температуре слоя дождя. "Точные" же их значения достигают некоторого максимума при определен-

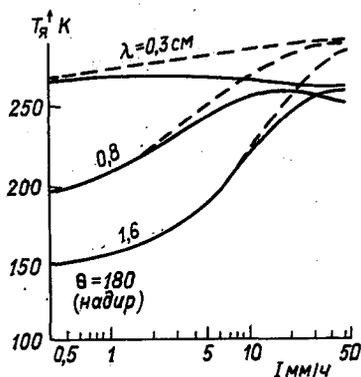


Рис. 2.

ном значении I_0 (зависящем от λ), а затем при дальнейшем возрастании интенсивности асимптотически стремятся к некоторому определенному значению.

Так же как и для нисходящего излучения, рассеяние существенно влияет на перенос радиотеплового излучения в окне прозрачности $\lambda \approx 0,3$ см и при $\lambda \approx 0,65 \dots 1,6$ см. Неучет рассеяния в этих диапазонах может привести к погрешности расчета радиояркостных температур до 20 К. При $\lambda \geq 2$ см рассеяние уже мало сказывается на распространении уходящего излучения и его эффекты можно не учитывать вплоть до $I_0 = 20 \dots 30$ мм/ч. При значениях интенсивности осадков $I_0 \leq 2 \dots 3$ мм/ч для диапазона $\lambda \geq 0,3$ см пренебрежение рассеянием при рассмотрении переноса радиотеплового излучения в слоисто-дождевых облаках, как правило, приводит к погрешностям, не превышающим 1–2 К.

Обратимся теперь ко второму случаю. Кроме необходимости учета многократного рассеяния задача здесь усложняется еще и тем, что конвективные облака являются пространственно-ограниченными и в значительной степени неоднородными средами. На современном этапе развития вычислительной техники наиболее эффективным для решения этой задачи является применение методов Монте-Карло [2].

Основанный на данных методах алгоритм решения скалярного (без учета поляризации) уравнения переноса радиотеплового излу-

ния в атмосфере, содержащей конвективные облака, рассмотрен нами в /6/. При расчетах, выполненных на основании этого алгоритма, исследовалась описанная в /6/ реализация численной полуторамерной нестационарной модели кучево-дождевого облака, находящегося над абсолютно черной подстилающей поверхностью. Схема численного эксперимента, однако, в настоящей работе несколько отличается от той, что рассмотрена в /6/. Считается, что радиотеплолокатор помещен на удалении 10 км от облака и может подниматься вертикально от земной поверхности до уровня его верхней границы, причем антенна все время ориентирована горизонтально. Это позволяет смоделировать вертикальный ход антенной температуры, измеренной в горизонтальном направлении. Для решения уравнения переноса была выбрана 40-я минута облачной эволюции (см./6/). Этот момент соответствует стадии максимального развития облака. К 40-й минуте его верхняя граница достигает максимальной высоты 4 км. К этому моменту в облаке уже сформировалась крупнокапельная часть спектра частиц, и оно дает осадки, достигающие земной поверхности.

Процесс моделирования переноса излучения методами Монте-Карло позволяет разделить все фотоны, попавшие в радиометр, по происхождению, а именно на фотоны, родившиеся в облаке, в околооблачной атмосфере или на подстилающей поверхности. Таким образом, можно оценить вклады, которые вносят в полную антенную температуру на выходе антенны (T'_a) само облако с учетом ослабления излучения на трассе от него до радиометра ($T'_{a,обл}$), окружающая атмосфера с учетом ослабления в облаке ($T'_{a,атм}$) и подстилающая поверхность ($T'_{a,пп}$). Последняя дает вклад за счет рассеяния ее излучения на гидрометеорах, часть которого попадает в радиометр. Итак,

$$T'_a = T'_{a,обл} + T'_{a,атм} + T'_{a,пп} \quad (3)$$

Вертикальные профили всех этих характеристик приведены на рис.3 (1, 2, 3, 4 соответственно). Как следует из рисунка, основной вклад в антенную температуру дает непосредственно излучение самого облака. Лишь на $\lambda = 3,2$ см вблизи земной поверхности и верхней границы облака основной вклад в антенную температуру обеспечивается окружающей атмосферой. Вклад подстилающей поверхности практически не ощутим на длинах волн 0,86 и 1,6 см. На $\lambda = 2; 3,2$ см он уже замечен и составляет при зондировании вблизи земной поверхности соответственно 40 и 60 К. Скорее всего, это прямое излучение, попадающее в антенну при низком расположении радиометра из участков поверхности, находящихся за облаком.

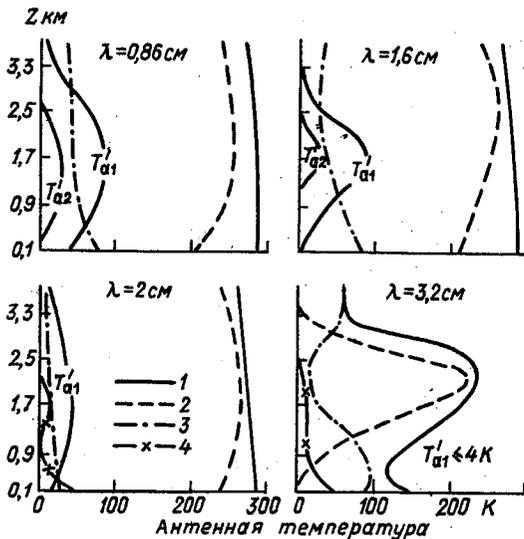


Рис. 3.

Поэтому на коротких волнах оно практически полностью ослабляется этим облаком, а на длинных волнах ослабляется лишь частично и часть излучения достигает антенны радиометра.

Для нас более интересным является вопрос об интенсивности однократно, двукратно и многократно рассеянного излучения. Разложим интенсивность излучения, принимаемого радиометром, по кратностям рассеяния. Обозначим T'_{ai} вклад в антенную температуру излучения, обусловленного процессами рассеяния i -й кратности. Для оценки этой величины нужно "отобрать" фотоны, испытавшие i физических столкновений со средой. Для $i = 0$ получаем вклад прямого излучения. При этом выполняется условие

$$T'_a = \sum_{i=0}^{\infty} T'_{ai} \quad (4)$$

Вклады одно- и двукратно рассеянного излучения в антенную температуру S_b приведены также на рис. 3. Из него видно, что вклад однократно рассеянного излучения на волнах 0,86 и 1,6 см достигает 80 К, что составляет 30 % полной величины антенной температуры облака. На этих длинах волн значителен и вклад двукратно рассеянного излучения - около 30 К. Это приблизительно 10 % значения T'_a . Затем с увеличением длины волны эти вклады быстро уменьшаются. На $\lambda = 2$ см $T'_{a1 \max} \approx 40$ К ($\approx 15\% T'_a$),

а $T_{a2 \max}' \approx 10 \text{ К} (\sim 3 \% T_a')$. На $\lambda = 3,2 \text{ см}$ вклад однократно рассеянного излучения не превышает 4 К, что составляет менее 2 % величины T_a' , а вклад рассеяния больших кратностей пренебрежимо мал.

Таким образом, при моделировании переноса микроволнового излучения в кучево-дождевых облаках, а также при разработке методов их дистанционного зондирования на длинах волн короче 3 см необходимо учитывать процессы однократного рассеяния радиоволн на крупных каплях дождя, присутствующих практически во всех частях облака. При $\lambda \lesssim 2 \text{ см}$ необходимо учитывать уже процессы двукратного рассеяния, а при $\lambda \lesssim 1,5 \text{ см}$, судя по всему, и процессы многократного рассеяния.

Что касается диапазона длин волн $\lambda > 3 \text{ см}$, то здесь процессы рассеяния радиоволн в неградовых кучево-дождевых облаках умеренных широт можно не учитывать и использовать релеевское приближение при решении задач радиотеплолокационного зондирования

Сб .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. В а с и щ е в а М.А., Щ у к и н Г.Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. - Обнинск: Обзор ВНИИГМИ-МЦ, 1976, 94 с.
2. Е р м а к о в С.М. Метод Монте-Карло и смежные вопросы. - М.: Наука, 1975, 471 с.
3. М а т р о с о в С.Ю. Перенос микроволнового излучения в осадках. - Труды ГГО, 1983, вып.478, с.50-61.
4. Н е к о т о р ы е результаты расчетов вертикального профиля обложных осадков / В.Г.Баранов, Ю.А.Довгало, А.В.Зинченко, Т.Ф.Кучинская. - Труды ГГО, 1981, вып.439, с.24-38.
5. Ч а н д р а с е к а р С. Перенос лучистой энергии. - М.: Ил., 1953, 431 с.
6. Ч и с л е н н о е моделирование переноса радиотеплового излучения в конвективных облаках / В.Г.Баранов, Л.П.Бобылев, Ю.А.Довгало, Е.В.Дорофеев, Г.Г.Щукин. - (См. настоящий сборник.)

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОДНОСТИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ
ПО ДАННЫМ ПАСИВНО-АКТИВНОЙ РАДИОЛОКАЦИИ

При решении ряда задач теории осадкообразования и искусственных воздействий, при исследованиях условий облечения летательных аппаратов и в других случаях нужны сведения о водности облаков, ее пространственном распределении. Контактные методы (самолетное зондирование) не позволяют измерять водность конвективных облаков. Их исследование осуществляется при помощи пассивно-активного радиолокационного зондирования.

Для определения водности по радиолокационной отражаемости предложен ряд формул вида

$$Z = A w^\alpha, \quad (1)$$

где A и α — постоянные коэффициенты. Можно показать, что эти коэффициенты зависят от параметров функции распределения капель по размерам.

В наиболее общем виде спектры размеров облачных капель (СРОК) и осадков могут быть описаны гамма-распределением вида /1, 2, 6, 7/

$$n(r) = A r^\mu e^{-\beta r}, \quad (2)$$

где r — радиус частицы; μ , β — параметры распределения, зависящие от типа облаков. Тогда, если предположить, что $\int_0^{r_{\max}} n(r) r$ является пренебрежимо малой величиной, получаются известные формулы:

$$w = \frac{4}{3} \pi \rho N \frac{(\mu+1)(\mu+2)(\mu+3)}{\beta^3}, \quad (3)$$

$$Z = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 N \frac{(\mu+1)(\mu+2)\dots(\mu+6)}{\beta^6}, \quad (4)$$

где w — водность, г/м³; β — плотность воды, г/м³; N — концентрация капель, м⁻³. Сравнение формул (3) и (4) позволяет записать два выражения для соотношений между отражаемостью и водностью:

$$Z = k_2 \Psi_1(\mu) w, \quad (5)$$

$$\alpha = k_2 \Psi_2(\mu) \omega^2, \quad (6)$$

где

$$k_1 \approx 239 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right| \frac{1}{\beta^3},$$

$$\Psi_1(\mu) = (\mu + 4)(\mu + 5)(\mu + 6),$$

$$k_2 \approx 0,057 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \frac{1}{N},$$

$$\Psi_2(\mu) = \frac{(\mu + 4)(\mu + 5)(\mu + 6)}{(\mu + 1)(\mu + 2)(\mu + 3)}.$$

В этих формулах особый интерес представляют функции $\Psi_1(\mu)$, $\Psi_2(\mu)$. В табл. I приведены значения функций $\Psi_1(\mu)$ и для $\Psi_2(\mu)$ от 0 до 10.

Таблица I

μ	$\Psi_1(\mu)$	$\Psi_2(\mu)$
0	120	20
1	210	8,8
2	336	5,6
3	504	4,2
4	720	3,4
5	990	2,9
6	1320	2,6
7	1716	2,4
8	2184	2,2

Из таблицы видно, что пренебрегать параметром μ не следует. Неправильный выбор этого параметра при определении водности по радиолокационной отражаемости по формулам (5) и (6) может привести к большим ошибкам в оценке водности. Сравнение (I) с (5) и (6) показывает, что коэффициент \mathcal{A} зависит от параметров функции распределения капель по размерам.

В работе /4/ отмечается, что спектр размеров облачных капель (СРОК) может довольно сильно меняться в пределах одного и того же облака. Поэтому параметры \mathcal{A} и α в (I) не обладают устойчивостью.

Применение пассивно-активного радиолокационного зондирования

облаков позволяет определить не только параметр \mathcal{A} в (I), как показано в /3, 5/, но и α . При этом делается предположение, что соотношение \mathcal{Z} и \mathcal{W} при зондировании облака под углом β будет постоянно вдоль двух направлений. Тогда коэффициенты \mathcal{A} и α можно определить методом подбора. Для этого выбираем два направления зондирования, отличающиеся на угол, больший полуширины ДНА. Для обоих направлений рассчитываем параметр \mathcal{A} по формуле /3, 5/:

$$\sqrt[\alpha]{\mathcal{A}} = \left(\int_l \sqrt[\alpha]{\mathcal{Z}(l)} dl \right) / \mathcal{W} \quad (7)$$

при $\alpha = 1$. Затем, меняя α с шагом 0,1, рассчитываем \mathcal{A} до тех пор, пока коэффициенты \mathcal{A} не совпадут для обоих зондирований ($\mathcal{A}_1 = \mathcal{A}_2 = \mathcal{A}$). Параметр α , при котором $\mathcal{A}_1 = \mathcal{A}_2$, и полученное значение \mathcal{A} используются при определении распределения водности по формуле (I) в этих двух направлениях исследуемого сечения.

Для иллюстрации изложенной методики рассмотрим результаты зондирования кучево-дождевого облака, полученные при помощи пассивно-активной радиолокационной станции (ПАРЛС) 19 июля 1982 г.

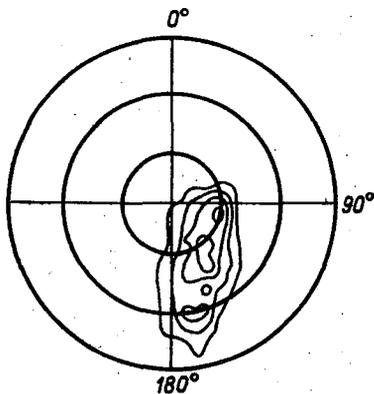


Рис. I.

На рис. I приведена карта многоконтурного изоаха на ИКО при разных уровнях затухания через 12 дБ, полученная при угле места 10° . При зондировании диаграмма ПАРЛС пересекала облако до высоты

4,5 км, что незначительно превышает высоту нулевой изотермы ($H_{t=0} = 3,3$ км). Поэтому можно считать, что основной вклад в радиотепловое излучение внесен излучением жидких капель.

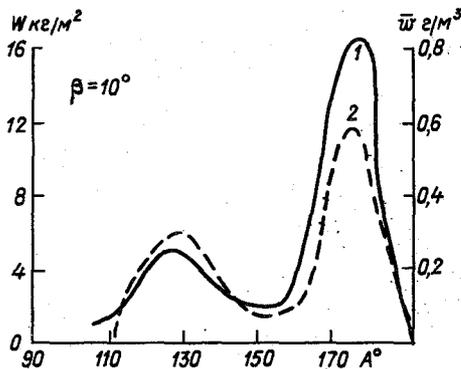


Рис. 2.

На рис. 2 представлено азимутальное распределение водозапаса W (1) и средней водности \bar{w} (2) в сечении облака. Для иллюстрации методики оценки водности рассмотрим два направления зондирования с азимутами 140° и 160° .

Водозапас облака в первом направлении составил $4,5$ кг/м², а во втором — 2 кг/м². По значениям водозапаса и радиолокационной отражаемости были определены параметры A и α ($\alpha = 1,8$; $A = 21,5$), которые использовались при оценке распределения водности по формуле (1).

На рис. 3 приведено распределение водности вдоль выбранных направлений. В азимуте 140° (1) максимальное значение водности составило $0,64$ г/м³ (рис. 3) при среднем значении водности вдоль направления $0,23$ г/м³ (рис. 2), в азимуте 160° (2) — $0,21$ г/м³ и $0,08$ г/м³ соответственно.

Важным моментом рассмотренной методики оценки водности является вопрос о репрезентативности параметров α и A , полученных для двух направлений, для всего сечения облака. Для этого необходимо рассмотреть направления с максимальными значениями водозапаса или радиолокационной отражаемости. В исследуемом сечении ($\beta = 10^\circ$) $\lg Z_{\max} \leq 1$, как и в рассмотренных азимутах. Поэтому

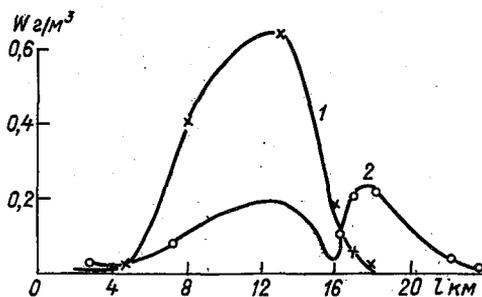


Рис. 3.

для проверки пригодности параметров α и A было выбрано направление $A = 177^\circ$, соответствующее максимальному водозапасу в сечении облака (около 14 кг/м^2). По значениям водности, вычисленным по формуле (1) при $\alpha = 1,8$ и $A = 21,5$, был оценен водозапас этого направления. Оказалось, что расчетный водозапас (около 3 кг/м^2) значительно ниже измеренного. Это свидетельствует о большей концентрации капель в этой части облака. Параметры в соотношении Z и W , вычисленные для двух направлений визирования на основе экспериментальных данных, не могут быть использованы для оценки распределения водности во всем облаке.

Следовательно, для определения параметров α и A в формуле (1) необходимо выбирать направления с учетом максимальной отражаемости (учет крупнокапельной части в функции распределения капель по размерам) и средней водности (учет концентрации капель).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровиков А.М. и др. Связь величины радиолокационного сигнала от облака с параметрами облака. — Труды ЦАО, 1961, вып. 36.
2. Горелик А.Г., Смирнова А.Г. О связи водности и интенсивности осадков с радиолокационной отражаемостью метеобъекта при различных параметрах распределения капель по размерам. — Труды ЦАО, 1963, вып. 48, с. 98–105.
3. Комплексное активно-пассивное зондирование об-

лачности. / Шукин Г.Г. и др. - Труды ГГО, 1978, вып.4II, с.3-12.

4. М а з и н И.П., Ш м е т е р С.М. Облака. Строение и физика образования. - Л.: Гидрометеиздат, 1983, с.279.

5. П о п о в а Н.Д., Щ у к и н Г.Г. К методике определения профиля водности в облаках методом пассивно-активной радиолокации. - Труды ГГО, 1977, вып.395, с.68-71.

6. Х р г и а н А.Х., М а з и н И.П. О распределении капель по размерам в облаках. - Труды ЦАО, 1952, вып.7.

7. Ш у п я ц к и й А.В. Радиолокационное измерение интенсивности и некоторых других характеристик осадков. - Л.: Гидрометеиздат, 1960.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАССИВНО-АКТИВНОГО
РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ СРЕДНЕЙ ВОДНОСТИ
И ВОДНЫХ РЕСУРСОВ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Совместное пассивно-активное радиолокационное зондирование конвективных облаков и осадков расширяет возможности их исследования /1-5/. В работах /2-5/ приведены примеры интерпретации измерений при помощи пассивно-активной радиолокационной станции (ПАРЛС).

В настоящей работе проведено определение средней водности переохлажденной зоны облаков и предпринята попытка оценить содержание жидкокапельной влаги во всем облаке.

Измерение интенсивности радиотеплового излучения конвективного облака позволяет определить водозапас в направлении визирования:

$$W_{\vec{l}} = \int_{l_1}^{l_2} w(l) dl,$$

а измерение мощности отраженного сигнала - протяженность зоны облака:

$$\Delta l = (l_2 - l_1),$$

где l_1 и l_2 - удаления до передней и задней кромок облака соответственно. Средняя по направлению визирования водность определяется из соотношения:

$$\bar{w}_{\vec{l}} = W_{\vec{l}} / (l_2 - l_1).$$

Азимутальное распределение водозапаса в любом сечении облака при постоянном угле места (β) антенны ПАРЛС позволяет оценить содержание жидкокапельной влаги во всем сечении из выражения:

$$W(\beta) = \int_{A_1}^{A_2} W(\beta, A) dA,$$

где A_1 и A_2 - азимуты, ограничивающие сектор, в котором расположено исследуемое облако. Для определения содержания воды во всем облаке необходимо сделать несколько таких сечений при разных углах места, число которых определится мощностью облака и шириной диаграммы направленности антенны. Полный водозапас облака складывается из водозапасов отдельных его слоев, ограниченных сечениями

при β_i и β_{i+1} . Водозапас каждого слоя вычисляется по формуле:

$$W_i = \frac{W(\beta_i) + W(\beta_{i+1})}{2} \left(l_1 + \frac{l_2 - l_1}{2} \right) \sin(\beta_2 - \beta_1).$$

Экспериментальные исследования конвективных облаков при помощи ПАРЛС проводились в августе 1984 г. на ПЭБ ГГО им. А.И. Воейкова. Погодные условия в первой декаде августа определялись областью высокого давления. 9 августа во второй половине дня проходил холодный фронт, который сопровождался развитием конвективной облачности. Верхняя граница облаков достигала 7-9 км. Зондирование облаков выполнялось при нескольких углах места (β) антенны ПАРЛС.

Для изучения переохлажденной зоны облаков рассмотрим результаты зондирования при $\beta \approx 8^\circ$. При этом угле места осущ. ствлялось сечение облака, находящегося на удалении более 30 км на высоте более 4 км, т.е. выполнялось зондирование переохлажденной части облака.

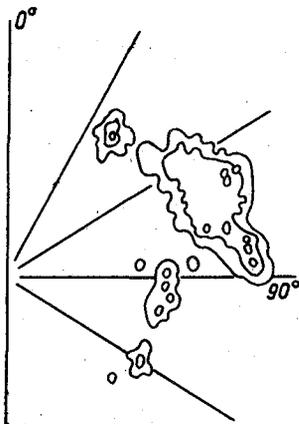


Рис. 1.

На рис. 1 представлена карта изоэхо Св на ИКО ПАРЛС, а на рис. 2 приведено азимутальное распределение водозапаса I и средней водности Z в сечении облака ($\beta = 8^\circ$). Из рисунков видно, что облако имеет многоячейковую структуру. Следует отметить, что направления с максимальными значениями средней водности не совпа-

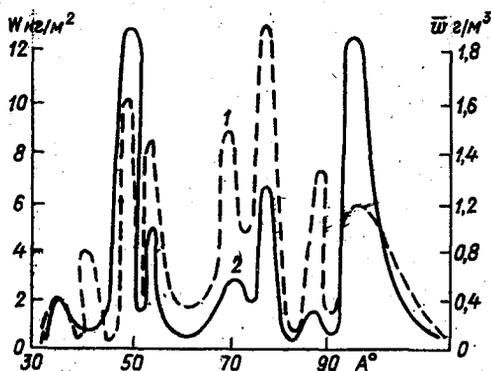


Рис.2.

дают о азимутах максимальной отражаемости. Азимутальное распределение средней влажности имеет три максимума со значениями более 1 г/м^3 , из них два — около 2 г/м^3 . Приведенные результаты демонстрируют возможности применения совместных пассивно-активных радиолокационных измерений для определения зон с высокой влажностью, т.е. зон возможного обледенения самолетов в облаках.

Для оценки водозапаса во всем объеме облака была выполнена серия азимутальных "разрезов" при углах места от 4° до 16° через 2° . На рис.3 приведены карты радиозаха от группы облаков, расположенных в секторе $0 \dots 90^\circ$, а на рис.4 изображены азимутальные распределения водозапаса в сечениях (1-7: $\beta = 4; 6; 8; 10; 12; 14; 16^\circ$ соответственно).

Радиолокационная информация позволяет оценить площадь сечений облаков и их объем. Из рис.3 видно, что выделить вклад в радиотепловое излучение от отдельного облака не представляется возможным, поэтому выполнена оценка содержания жидкокапельной влаги во всей группе облаков. Оказалось, что их вес составил приблизительно $6,54 \cdot 10^8 \text{ кг}$ при их объеме около $1,6 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$. При этом средняя влажность группы облаков составила примерно $0,41 \text{ г/м}^3$.

Этот пример показывает, что применение совместных пассивно-активных радиолокационных измерений при исследовании облаков позволит проследить за накоплением и трансформацией влаги в облаках как при их естественном развитии, так и при воздействии на них.

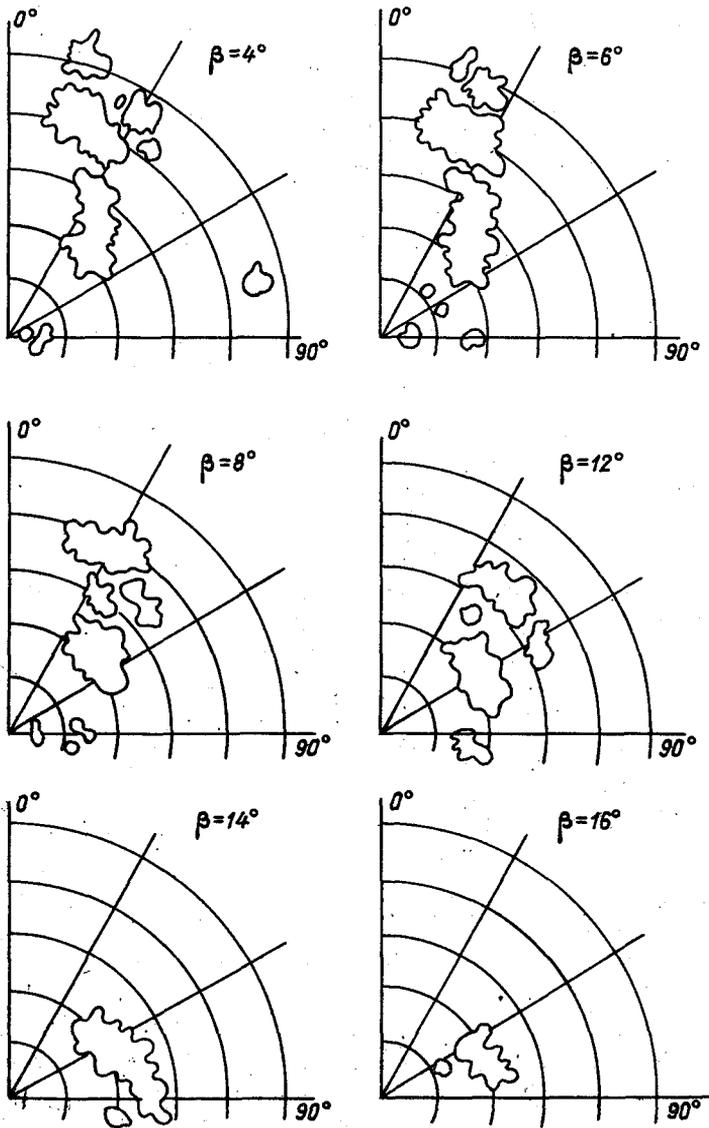


Рис. 3.

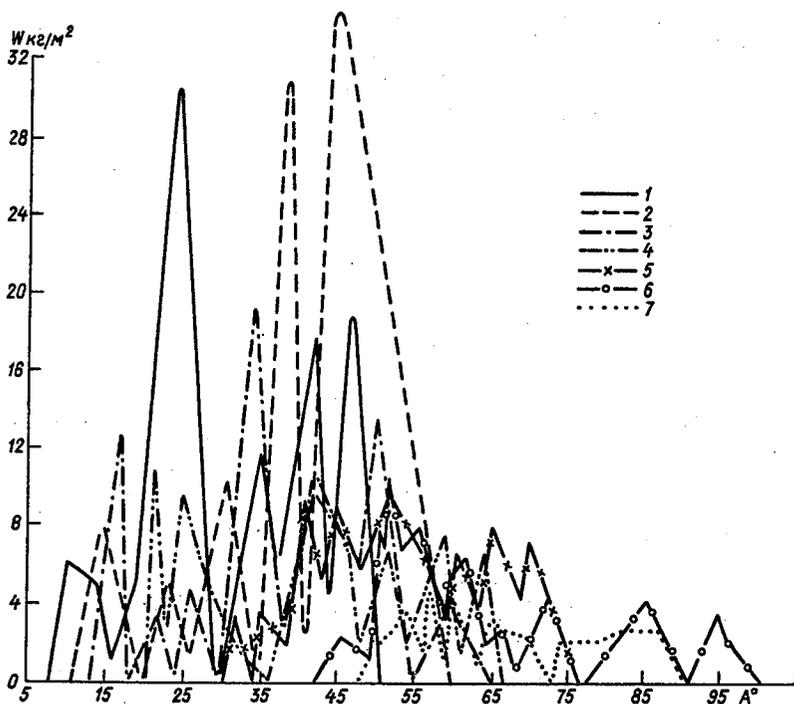


Рис.4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горелик А.Г., Калашников В.В. и др. Определение интегральной водности дождевых облаков путем совместных радиотепловых и радиолокационных измерений. - Изв.АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т.IX, № 5, с.556-560.

2. Комплексное активно-пассивное зондирование облачности/Щукин Г.Г., Бобылев Л.П. и др. - Труды ИГО, 1978, вып.411, с.3-12.

3. Попова Н.Д., Щукин Г.Г. К методике определения профиля водности в облаках методом пассивно-активной радиолокации. - Труды ИГО, 1977, вып.395, с.68-71.

4. Попова Н.Д., Щукин Г.Г. О возможности опре-

деления интенсивности осадков методом пассивно-активной радиолокации. - Труды ГГО, 1979, вып.430, с.50-54.

5. Ш и ф р и н К.С., Г а ш к о В.А. О точности определения интенсивности осадков с помощью активной, пассивной и оптической локации. - Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1971, т.7, № 12.

ДВУХВОЛНОВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК
РАДИОЛОКАЦИОННОГО СИГНАЛА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ
ПРИ СКОЛЬЗЯЩИХ УГЛАХ

Один из наиболее распространенных дистанционных методов оценки высоты морских волн основан на измерении ширины доплеровского или амплитудного спектра радиолокационного сигнала, отраженного морской поверхностью. Этот метод положен в основу действия радиолокационных амплитудных волномеров, предназначенных для радиолокационной съемки морского волнения с летательных аппаратов /1/. Для скользящего облучения морской поверхности, характерного для судовых и береговых РЛС, связь ширины амплитудного спектра с высотой морских волн к настоящему времени изучена недостаточно. Использование для этой цели ныне существующих радиолокационных волномеров имеет ряд ограничений, связанных с их низкой оперативностью, малым числом каналов дальности и т.п.

Для исследования спектральных характеристик радиолокационных сигналов морской поверхности при скользящих углах облучения в ИГО был использован автоматизированный комплекс, включающий в себя двухволновый метеорологический радиолокатор МРЛ-5, устройство предварительной обработки сигнала и микро-ЭВМ "Электроника-60". Данный автоматизированный комплекс позволяет вести обработку сигнала в реальном времени одновременно в 50 строках дальности. Продольный размер площадки разрешения в каждом стробе составляет 250 м. При фиксированном положении антенного луча сигнал в каждом стробе накапливается в течение 1 с (при частоте посылок РЛС 500 Гц) и обрабатывается в течение 1-2 с. Обработка сводится к определению средней мощности сигнала и определению среднеквадратической ширины спектра огибающей путем подсчета среднего числа пересечений огибающей ее среднего уровня. Таким образом, на весь цикл измерений для фиксированного положения луча затрачивается 2-3 с, что позволяет в течение 1 мин получить информацию о мощности и ширине спектра радиолокационного сигнала по меньшей мере для 20 различных азимутов на удалении до 12,5 км.

Эксперименты проводились в открытом океане на борту океанографического исследовательского судна. Высота расположения радиолокатора над поверхностью воды составляла 20 м. Поляризация излучения на первом ($\lambda = 3,2$ см) и втором ($\lambda = 10$ см) каналах

МРД-5 была горизонтальной.

Анализ записей сигнала, соответствующих фиксированной площадке разрешения, показал, что средний уровень сигнала на обеих длинах волн претерпевает изменения с периодом порядка 20-25 с (при интенсивности морского волнения 3 балла), близким к периоду наиболее крупных морских волн, причем глубина модуляции сигнала на 1-м канале достигает 30 дБ, что значительно больше, чем на 2-м канале (примерно 5 дБ). Различие в глубине модуляции является следствием того, что ширина диаграммы направленности антенны при длине волны $\lambda = 10$ см, равная $1,5^\circ$, примерно в 3 раза больше, чем при $\lambda = 3,2$ см. Низкочастотная модуляция уровня сигнала обусловлена качкой судна, поскольку точность системы стабилизации антенного луча $0,3^\circ$, обеспеченная в эксперименте, не позволяла полностью компенсировать паразитный эффект качки, а также эффектом модуляции капиллярной ряби энергонесущими волнами. Второй эффект имеет место и в отсутствие качки и является наиболее выраженным для небольшой площадки осреднения. Модуляция радиолокационного сигнала по мощности сопровождается модуляцией ширины спектра огибающей сигнала w . При этом величина w может меняться 4-5 раз в течение 10 с. Пространственная изменчивость характеристик радиолокационного сигнала при усреднении за секундный интервал отображена на рис.1-3. На рис.1 приведен пример зависимости мощности сигнала P , отсчитываемой в децибелах от уровня $P_0 = -130$ дБ/Вт, и средней частоты пересечений \bar{F} от дальности R для двух длин волн. Связь непосредственно измеряемой величины \bar{F} с шириной спектра огибающей w или шириной доплеровского спектра σ_f , обычно фигурирующими в теории, в общем случае определяется соотношением сигнал/шум, видом распределения амплитуд сигнала и частотой посылок РЛС. Экспериментально определенное соотношение между \bar{F} и шириной спектра огибающей w , рассчитанной методом быстрых преобразований Фурье (БПФ) по поимпульсным реализациям сигналов, имеет вид

$$w = 1,2 \bar{F} + 16 \text{ при } 20 \text{ Гц} < \bar{F} < 120 \text{ Гц.} \quad (1)$$

Рис.2 иллюстрирует изменение величины \bar{F} как по дальности, так и по азимуту. Оба рисунка свидетельствуют о значительной пространственной изменчивости как мощности сигнала, так и ширины спектра. Обращает на себя внимание особенность волновой зависимости величины \bar{F} . Обычно кривые $\bar{F}(R)$ для $\lambda = 3,2$ см проходят выше, чем для $\lambda = 10$ см, как это имеет место на рис.1. Однако в ряде случаев частота флуктуаций на 2-м канале

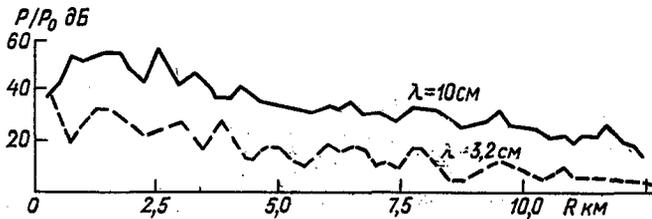
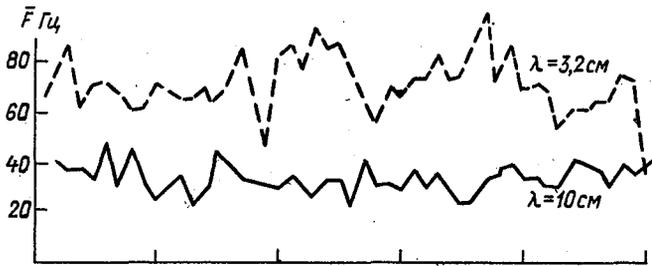


Рис. I.

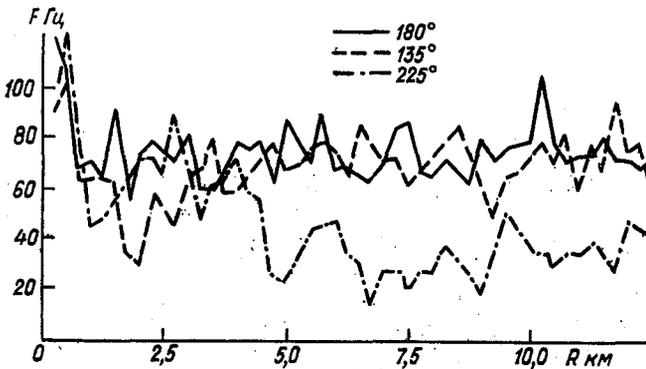


Рис. 2.

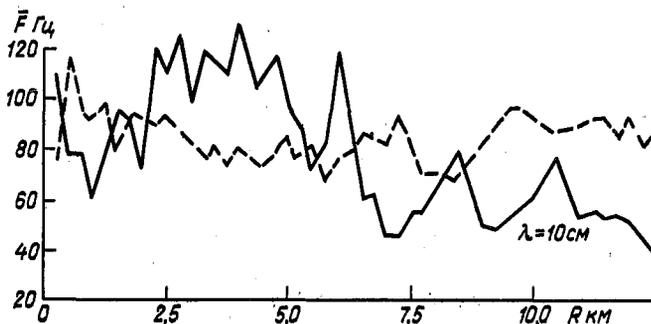


Рис. 3.

оказывается больше, чем на первом (см. рис. 3).

Для решения практических задач обычно используют параметры волнения, осредненные по всей наблюдаемой поверхности. С целью получения осредненных характеристик частоты флуктуаций кривые, подобные приведенным на рис. 1, строились для восьми азимутальных направлений и для каждого из них производилось осреднение по всем элементам дальности. Полученные значения отмечались точками на соответствующих радиоах полярной диаграммы. Пример такой диаграммы показан на рис. 4. На том же рисунке указаны направления движения и высота ветровых волн и волн зыби, имевших место во время проведения радиолокационных измерений. Данные, отображенные на рис. 4, подтверждают известный факт увеличения ширины спектра при зондировании навстречу ветровым волнам, однако радиолокационные оценки высоты волн, рассчитанные по формулам /1/, связывающим ширину спектра отгибающей со средней высотой морских волн, дают совершенно разные результаты для двух длин волн излучения и плохо согласуются с объективными данными о морском волнении. Таким образом, при малых углах скольжения, когда существенную роль играет эффект затенения одних морских волн другими и в пределах площадки разрешения РЛС может оказаться небольшое количество доминирующих рассеивателей, возникают значительные трудности в интерпретации данных о ширине амплитудного спектра при секундном осреднении и привязке этих данных к реальной структуре морской поверхности. Во всяком случае, необходим полный анализ

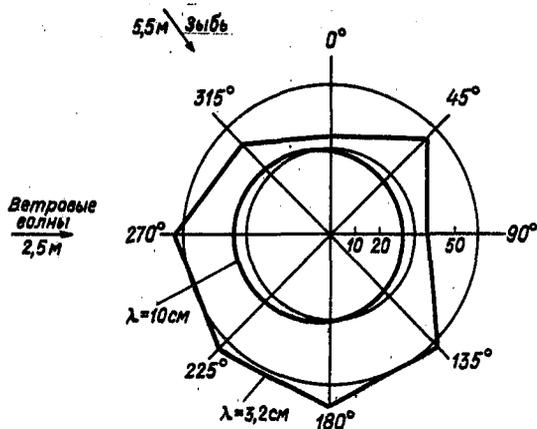


Рис. 4.

всего спектра радиолокационного сигнала — как низкочастотной (порядка долей герца), так и высокочастотной (порядка десятков герц) его части.

С этой целью анализировались длительные поимпульсные записи радиолокационного сигнала от фиксированного элемента морской поверхности на двух длинах волн с помощью радиолокатора МРЛ-5, установленного на берегу. Высота расположения МРЛ-5 над поверхностью воды составляла 109 м. При длине волны $\lambda = 3,2$ м поляризация излучения была вертикальной, а при $\lambda = 10$ м — горизонтальной. Продольные размеры площадки осреднения, удаленной на 10 км от РЛС, составляли 150 м, а поперечные размеры — 90 и 270 м на первом и втором каналах МРЛ-5 соответственно. Анализировались 8-секундные и 2-минутные записи сигнала.

Для получения низкочастотной части спектра использовались двухминутные записи сигнала, в которых значения мощности осреднялись за интервал 1 с. В результате применения БПФ спектр определялся в полосе частот 0,5 Гц. Примеры низкочастотных спектров для двух длин волн от одного и того же разрешаемого элемента морской поверхности представлены на рис. 5. Графики на рис. 5 являются подтверждением того фактора /2/, что низкочастотный спектр радиолокационного сигнала близок по форме к частотному спектру основных энергонеоущих составляющих морского волнения, что справедливо для спектров сигналов когерентных РЛС при гораздо меньших размерах площадки осреднения. Как видно из рис. 5, спектры на двух длинах волн похожи по форме и местоположению основного пика спек-

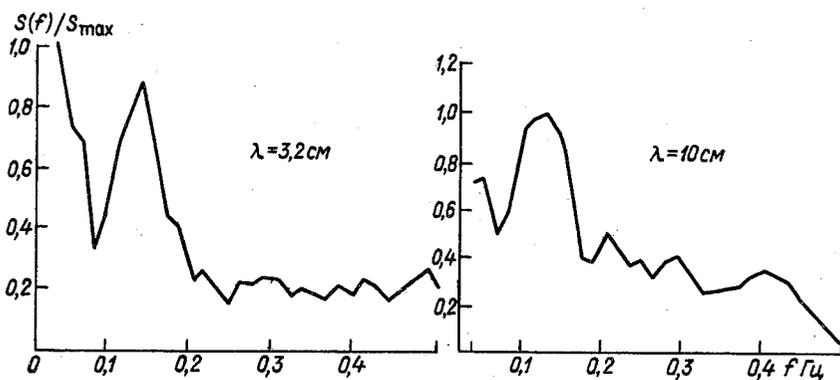


Рис. 5.

тральной плотности (0,15 Гц), что достаточно хорошо соответствует значению периода крупных волн, измеренному с помощью контактного волнографа - 4,5 с.

Высокочастотный спектр радиолокационного сигнала определялся по 8-секундным записям путем разбиения всей реализации из 4096 отсчетов на 64 части, расчета каждой из 64 периодограмм и их последующего осреднения. Рисунок 6 позволяет сравнить амплитудные спектры на двух длинах волн. В данном примере среднеквадратическая ширина спектра \mathcal{W} на I-м канале равна 89,3 Гц, а на 2-м канале - 72,8 Гц. Однако если провести отсечку высокочастотных шумоподобных составляющих спектра по уровню 0,1 относительно максимума спектральной плотности, то отношение значений ширины спектра на двух каналах станет равным отношению длин волн излучения в полном соответствии с бытующими теоретическими представлениями. Это обстоятельство частично объясняет особенности волновой зависимости частоты флуктуаций амплитуды \overline{F} , проиллюстрированных на рис. 1-4. Действительно, использование в МРЛ-5 существенно нелинейного логарифмического приемника приводит к заметному повышению спектральной плотности на крыльях спектра, а также к значительному уменьшению (порядка 7-8 дБ) отношения сигнал/шум. Следствием этого является необходимость введения коррекции на шум при интерпретации результатов оценивания ширины спектра,

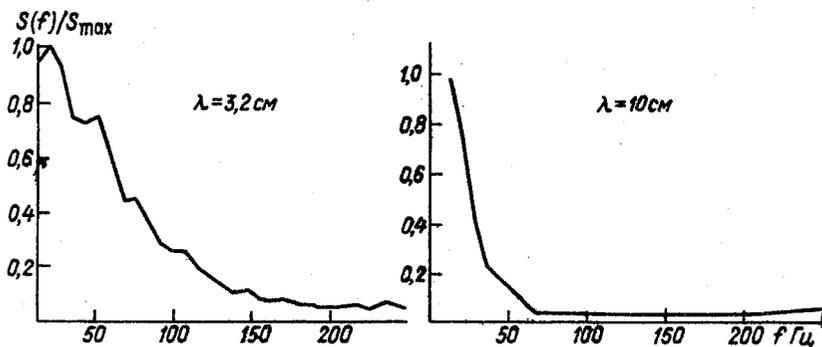


Рис. 6.

особенно для узких спектров. При обработке результатов, представленных на рис. 1-4, такая коррекция не проводилась.

Полученные в настоящей работе результаты носят предварительный характер и позволяют сделать вывод о перспективности использования автоматизированного комплекса на базе двухволнового метеорологического радиолокатора для исследования связи спектральных характеристик радиолокационного сигнала с параметрами морского волнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Загородников А.А. Радиолокационная съемка морского волнения с летательных аппаратов. - Л.: Гидрометеиздат, 1978.

2. Лейкин И.А., Островский И.Е., Розенберг А.Д., Руokeвич В.Г., Фукс И.М. О влиянии длинных волн на энергетические спектры радиосигналов, рассеянных морской поверхностью. - Изв. ВУЗов, Радиофизика, 1975, т. 18, с. 346-357.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДАННЫХ СПУТНИКОВЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ
ИЗОБРАЖЕНИЙ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ
СПЕКТРОВ ВОЛНЕНИЯ

Известны предложения по использованию двумерного гармонического анализа радиолокационных изображений методами когерентной оптики, в которых, как правило, имеется промежуточный этап - изготовление фототранспаранта. Оптическая плотность транспаранта и величина сигнала, отображающая рельеф волн, связаны нелинейной зависимостью, для компенсации которой требуется выдерживать соответствующий коэффициент контрастности $1/I$, что не всегда практически удается. Кроме того, если пространственный период исследуемых волн укладывается на изображении 3...7 раз, то выделение их с помощью когерентных анализаторов затруднено. В работе предлагается для гармонического анализа метод сечений, в котором отмеченные выше трудности могут быть преодолены, и произведено его сравнение с когерентным методом.

Существо метода сечений состоит в следующем. Исходное изображение $Q(x, y)$ связано со своим двумерным спектром $S(u, v)$ выражением вида

$$S(u, v) = \iint_{-\infty}^{\infty} Q(x, y) e^{-j(ux + vy)} dx dy, \quad (1)$$

где x, y - пространственные координаты; u, v - волновые числа.

Если вначале спроектировать изображение на ось X

$$Q_x(x) = \int_{-\infty}^{\infty} Q(x, y) dy, \quad (2)$$

а затем выполнить преобразование Фурье над проекцией, то получим сечение двумерного спектра

$$S(u, 0) = \iint_{-\infty}^{\infty} Q(x, y) e^{-j(ux + 0y)} dx dy. \quad (3)$$

Для получения следующего сечения двумерного спектра изображение $Q(x, y)$ необходимо повернуть на некоторый угол φ , найти проекцию изображения на ось $X_1 = x \cos \varphi + y \sin \varphi$ и вновь выполнить над ней преобразование Фурье. Многократно выполняя описанную процедуру, можно получить набор радиальных сечений, по кото-

рым восстанавливается двумерный спектр изображения. Техническая реализация метода сечений упрощается при использовании преобразователя радиолокационного изображения в телевизионное, что облегчает выполнение операции (2) путем интегрирования каждой строки изображения с помощью дискретно-аналоговых схем.

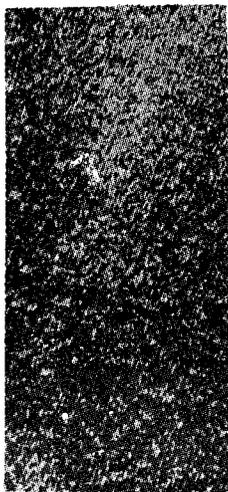


Рис.1.

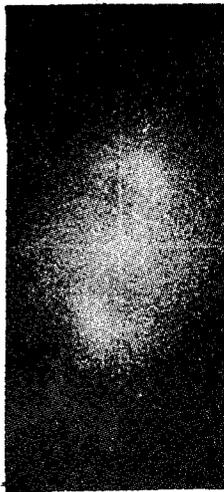


Рис.2.

С целью выявления возможностей предлагаемого метода был проведен сравнительный анализ радиолокационного изображения, полученного океанографическим спутником "Сисат". Изображение (рис.1) получено в северной части Атлантического океана с площади 20×20 км (59° с.ш.; $12,5^\circ$ з.д.). В момент получения изображения осуществлялись надводные измерения гидрометеорообстановки (средняя длина волны $\Lambda = 152$ м, высота $H_{1/3} = 3$ м, скорость ветра $W = 13$ м/с). В 700 км от места съемки имелась штормовая область. На рис.2 показан двумерный спектр изображения, полученный когерентным методом. Четко наблюдается один спектральный максимум $\Lambda = 170$ м с направлением распространения $\theta_1 = 73^\circ$. На рис.3 приведен в том же масштабе двумерный спектр, полученный методом сечений с использованием телевизионной установки. Последний спектр, во-первых, не противоречит спектру, представленному на рис.2, во-вторых, позволяет идентифицировать наличие шести спектральных максимумов. Причем вместо одного спектрального максимума (рис.2) удалось выделить одновременно существующие три системы морских волн, движущихся в одном направлении,

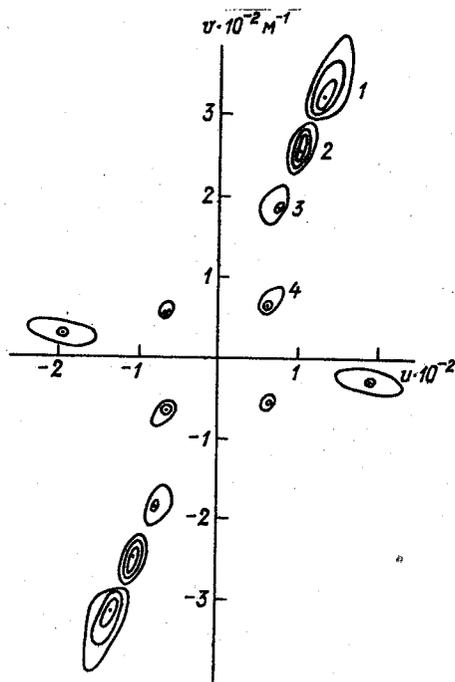


Рис.3.

которые обозначены номерами 1, 2 и 3 на рис.3. Кроме того, в области низких пространственных частот обнаружено несколько дополнительных максимумов - 4, 5 и 6 (рис.3).

Следует заметить, что проекции изображений, получаемые в обсуждаемом методе, повторяются с частотой полукадров, что эквивалентно увеличению длины реализации сигнала, это повышает точность определения спектральных максимумов двумерного спектра, особенно его низкочастотных составляющих.

Проведенные оценки погрешности метода определения спектральных составляющих, пространственный период которых укладывается на изображении 3...7 раз, показывают, что ошибка лежит в пределах 15...20 %. Дальнейшее увеличение числа волн на изображении более десяти дает ошибку менее 10 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Загородников А.А., Челышев К.Б.
 Применение оптической обработки при измерениях волнения дистанционными методами. - В сб.: Труды ГОИИ, 1973, вып.117, с.25-34.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ
И ИХ СВЯЗЬ С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ВОЛНЕНИЯ

В литературе [1] упоминалось об использовании двумерного пространственно-временного радиолокационного изображения (ПВРЛИ) для определения спектральных характеристик волнения. Для этого необходимо, чтобы РЛС имела достаточно высокое разрешение, отсутствовали затенения обратных склонов волн, а динамический диапазон приемо-индикаторного тракта и системы регистрации имел достаточный интервал измерения.

На рис.1 приведен фрагмент ПВРЛИ морских волн, полученный с РЛС с высоким разрешением, размером кадра $\Delta \zeta = 650$ м и $\Delta t = 15$ с. Даже без двумерного гармонического анализа изображения можно получить ряд важных характеристик волнения, которые традиционными методами получить сложно или невозможно. Направление фронта движения волны θ и ее окорость c связаны с направлением траектории волны ψ относительно оси ζ на ПВРЛИ и скоростью протяжки ленты v_{np} соотношением

$$\cos \theta = c \operatorname{ctg} \psi / v_{np}. \quad (1)$$

Распределение периодов $\rho(\tau)$ и составляющих длин волн на оси ζ , $\rho(\lambda_\zeta)$, где $\lambda_\zeta = \lambda / \sin \theta$, может быть определено непосредственными измерениями на изображении $Q(\zeta, t)$ вдоль осей t и ζ . Следует подчеркнуть, что периоды волн на ПВРЛИ отображаются без искажений. Оценка средних длин морских волн $\bar{\lambda}$ и средней фазовой скорости \bar{c} определяется из соотношений

$$\bar{\lambda} = g \bar{T}^2 / 2\pi; \quad \bar{c} = g \bar{T} / 2\pi. \quad (2)$$

Более точно направление θ и скорость движения волн определяются, если имеются два ПВРЛИ, полученные при направлении луча РЛС d и $d + \pi/2$, что даёт два угла ψ_1 и ψ_2 . Отсюда имеем

$$\theta = \operatorname{arctg}(tg \psi_1 / tg \psi_2); \quad c = (\cos \theta v_{np}) / \operatorname{ctg} \psi_1. \quad (3)$$

Если удастся заранее определить направление фронта движения морских волн и направить луч РЛС таким образом, чтобы $\theta = 0$ и $\cos \theta = 1$, то по анализу ПВРЛИ непосредственно определяется распре-

деление скоростей движения индивидуальных волн

$$P(c) = \nu_{np} P(\epsilon g \Upsilon) \quad (4)$$

Значения $\rho(\Upsilon)$ и $\bar{\Upsilon}$, полученные по данным ПВРЛИ и контактного волномера, в этом эксперименте практически совпали. Если РЛС не обладает высоким пространственным разрешением, а углы облучения таковы, что заведомо имеются затенения обратных склонов морских волн, то и в этом случае ПВРЛИ позволяют получить очень важные характеристики волнения. В радиолокационном сигнале имеются быстрые флуктуации, средняя частота которых пропорциональна дисперсии скоростей и высот морских волн, и медленные флуктуации, отображающие структуру крупных волн.

На рис.2 приведено ПВРЛИ размеров $\Delta z = 7,5$ км и $\Delta t = 1$ с, полученное на РЛС с низким разрешением. Большая скорость протяжки позволила зафиксировать быстрые флуктуации и по их средней частоте F оценить высоту волн трехпроцентной обеспеченности, которая приблизительно равна

$$h_{3\%} \approx 14 (\bar{F} \lambda^2) / g \quad (5)$$

Здесь λ - длина волны РЛС, g - ускорение свободного падения. Высота волн, определенная по быстрым флуктуациям, на 18 % отличалась от данных контактного волнографа. На изображении хорошо видны отражения от наиболее крупных волн и областей со слабыми засветками, соответствующие малым высотам волн. В табл. I приведено распределение расстояний $\rho(\lambda_{2p})$ между самыми высокими волнами, которое хорошо аппроксимируется законом Релея.

Таблица I

Диапазон расстояния, м	200-400	400-600	600-800	800-1000	1000-1200	1200-1400
Повторяемость, %	21,1	48	15	9,2	4,2	2,5

Таблица 2

Диапазон скоростей, м/с	4-5	5-6	6-7	7-8	8-9	9-II	II-12
Повторяемость, %	12,9	19,0	25,9	22,1	17,9	0	2,2

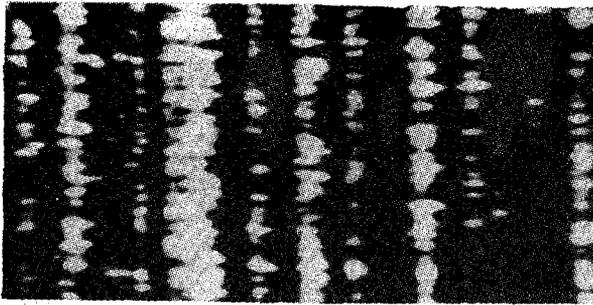


Рис.1.

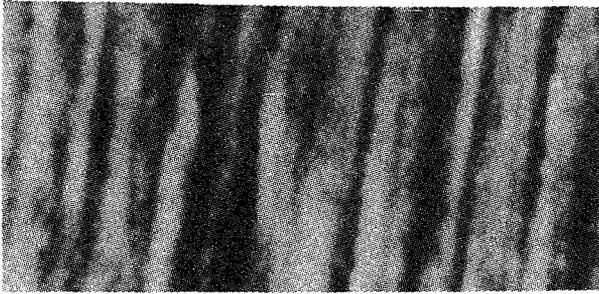


Рис.2.

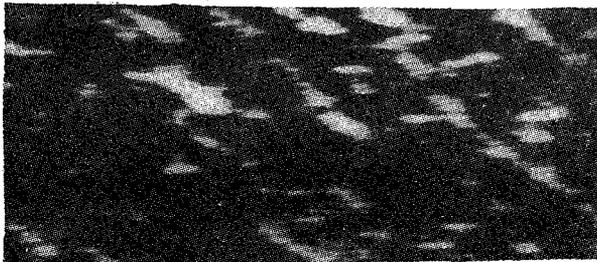


Рис.3.

На рис.3 показано ПВРЛИ, полученное в этом же эксперименте, но при медленной скорости протяжки пленки с размером кадра $\Delta Z = 7,5$ км и $\Delta t = 17$ мин 50 с. На изображении видны только медленные флуктуации сигнала, отображающие пространственно-временную структуру крупных волн. В табл.2 приведено распределение скоростей движения наиболее высоких волн, определенное по ПВРЛИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

И. Загородников А.А. Радиолокационная съемка морского волнения с летательных аппаратов. - Л.: Гидрометеиздат, 1978.

ОСОБЕННОСТИ РЕЗОНАНСНОГО МЕХАНИЗМА РАССЕЯНИЯ
МИКРОРАДИОВОЛН ОТ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ
ПРИ МАЛЫХ УГЛАХ СКОЛЬЖЕНИЯ

В проблеме распространения радиоволн сантиметрового диапазона над морской поверхностью весьма важной является задача выяснения механизма рассеяния от поверхности моря в направлении на источник. Этот механизм, а также его связь с полем отражения в направлении, близком к зеркальному, определены в литературе уже достаточно давно /1/.

Результаты экспериментальных исследований интенсивности и корреляционных функций поля рассеяния волн указанного диапазона от поверхности моря в зависимости от угла скольжения, длины радиоволны, вида поляризации в отдельных случаях ставят под сомнение определяющую роль резонансного механизма рассеяния от поверхности моря /2/. Угломестные зависимости удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) морской поверхности σ , согласно /2/, имеют вид $\sigma \sim \Psi^{\mathcal{N}}$, где Ψ - угол скольжения, $\mathcal{N} = 1,5-2,0$ при скорости ветра не менее 9 м/с, $\mathcal{N} \approx 4$ в условиях штиля. Угломестные зависимости УЭПР при различных видах поляризации поля излучения и приема, а также при значительных степенях волнения моря можно объяснить эффектами резонансного механизма рассеяния, эффектами затенения и рассеянием на обрушивающихся гребнях волн /3/. Однако при слабых степенях волнения угломестные зависимости до сих пор объяснения не получили. Целью настоящей работы является определение угломестной зависимости УЭПР поля вертикальной поляризации. В рамках двухмасштабной модели рассеяния /1, 4/ при $\Psi < 1^\circ$ можно получить

$$\sigma = 4\pi R \frac{\langle E_{пв} E_{пв}^* \rangle}{XY} = 4\gamma R^4 h_m^2 \epsilon (1 - \Psi^2)^4 \langle (\Psi + z'_x)^2 \times \int_{-X}^X \rho_B(\Delta x) \exp[j 2R(\sqrt{1 - \Psi^2} + \Psi z'_x) \Delta x] d\Delta x \rangle, \quad (1)$$

где R - расстояние от центра облучаемой площадки до приемопередающей антенны; j - волновое число; $E_{пв}$ - напряженность поля рассеяния при вертикальной поляризации; X, Y - полуразмеры

облучаемой площадки; h_m^2 - дисперсия высот рассеивающей капиллярной волны; ϵ - диэлектрическая проницаемость поверхности моря; α'_x - угол наклона поверхности крупных морских волн в направлении облучения; $\rho_B(\Delta\alpha)$ - корреляционная функция высот капиллярной волны; $\langle \rangle$ и $*$ - означают усреднение и комплексное сопряжение соответственно. При $\rho_B(\Delta\alpha) = \cos \alpha \cdot \Delta\alpha \left| \frac{\ell}{e} \right|$, где ℓ - радиус корреляции, легко получить следующее:

$$1) \text{ если } \alpha'_x = 0, \quad (2)$$

$$\alpha = 2R - \frac{\pi}{\ell}, \quad (3)$$

$$\text{то } \sigma = 8\gamma R^5 h_m^2 \ell^2 \epsilon \psi^4; \quad (4)$$

$$2) \text{ если } \alpha'_x \ll 1, \alpha'_x \neq 0, \quad (5)$$

$$\alpha = 2R \sqrt{1 - \psi^2} - \frac{\pi}{\ell}, \quad (6)$$

то

$$\sigma = 8\gamma R^5 h_m^2 \epsilon (\langle \alpha'_x \rangle \psi^3 + 2 \langle \alpha'_x \rangle \psi^2 + \langle \alpha'^3_x \rangle \psi). \quad (7)$$

Таким образом, различные условия пространственного резонанса (3) и (6) обеспечивают различные виды степенных зависимостей $\sigma \sim \psi^N$, причем условие (6) может обеспечить эту степенную функцию при $N = 1+3$ в зависимости от статистических свойств поверхности крупных волн. Так, если дисперсия углов наклона крупных волн морской поверхности $\langle \alpha'^2_x \rangle$ и показатель асимметрии $\langle \alpha'^3_x \rangle$ равны нулю, а среднее значение угла наклона $\alpha'_x \neq 0$, то $N = 3$. С целью выяснения конкретных проявлений указанных закономерностей были проведены натурные измерения на базе Карадагской актинометрической обсерватории в 1982-1983 гг. Эксперименты проводились с использованием РЛС МРЛ-1 (импульсная мощность $P_{\mu} = 210$ кВт, длина радиоволны $\lambda = 3,2$ м, длительность импульса 1-2 мкс). В процессе эксперимента проводилась фоторегистрация индикатора кругового обзора при различных величинах затухания, вводимого в приемный тракт. Определение σ проводилось в диапазоне углов $0,1 \dots 1^{\circ}$. При штилевом море и детерминированной форме гармонической гравитационной волны со средним углом наклона порядка $1-2^{\circ}$ получены зависимости $\sigma \sim \psi^N$, где $N = 2,5; 2,6; 3,6$.

Таким образом, экспериментальные зависимости вполне объяснимы в рамках резонансного механизма рассеяния от капиллярной волны поверхности моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б а с с Ф.Г., Ф у к е И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. - М.: Наука, 1972.

2. М е л ь н и ч у к Ю.В., Ч е р н и к о в А.А. О матрице обратного рассеяния сантиметровых радиоволн взволнованной поверхностью моря. - Труды ЦАО, 1975, вып.121, с.58.

3. К а л м ы к о в А.И., К у р е к и н А.С., Л е м е н т а Ю.А., П у с т о в о й т е н к о В.В. Некоторые особенности обратного рассеяния радиоволн СВЧ-диапазона. - Харьков, ИРЭ АН УССР, препринт № 40, 1974.

4. Л а н д е Б.Ш., П у п я ш е в Н.Н. Матрица рассеяния на совокупности морской поверхности и объемной неоднородности над ней. - В кн.: Теория и техника обработки сигналов в многоканальных локационных системах. Межвузовский сборник. - ДИАП, 1979, вып.161, с.98.

В.М.Плечков, А.Н.Резник,
К.С.Станкевич, Н.Г.Тригуб

О ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ РАДИОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Радиотеплолокация моря с борта корабля позволяет получить оперативную информацию о распределении температуры воды по поверхности. Для получения требуемых данных на одной длине волны необходимы априорные сведения о коэффициенте отражения поверхности и о яркостной температуре атмосферы. Возможные вариации этих параметров относительно средних значений приводят к погрешностям в определении температуры. В настоящей работе экспериментально исследованы вариации коэффициента отражения на длине волны $\lambda = 1,35$ см и связанные с этим погрешности измерения температуры поверхности. Рассмотрена возможность повышения точности радиотеплолокационного определения температуры водной поверхности путем совместной обработки данных, полученных одновременно на двух ортогональных поляризациях.

Измерения проведены в натуральных условиях при различных состояниях поверхности моря. Для измерений использовался радиометр с рабочей длиной волны $\lambda = 1,35$ см с флуктуационным порогом чувствительности около 0,7 К при постоянной времени 1 с. Антенная система приемника состояла из конического рупора, имевшего диаграмму направленности при обеих поляризациях на уровне половинной мощности, равной 10^0 . Прием на разных поляризациях осуществлялся путем поворота рупора и волноводной секции на регистрацию E - либо H - волны. Радиометр устанавливался на азимутально-вертикальном поворотном устройстве, расположенном на кромке берегового пирса.

Методика измерений состояла в том, что попеременно при одной из выбранных поляризаций производилось вертикальное сканирование моря при фиксированных углах β от надира до горизонта и атмосферы на сопряженных углах от горизонта до зенита. Калибровка аппаратуры осуществлялась по атмосфере [4] с использованием соотношения $T_A = T_{cp} (1 - \exp[\frac{-\tau}{\sin^2 \beta}])$, где T_A - яркостная температура атмосферы на луче зрения; T_{cp} - средняя температура атмосферы, определяемая по данным о приземной температуре и величине τ /4/; τ - оптическая толщина атмосферы, определяемая экспериментально по радиоразрезам атмосферы.

При реализации данной методики измерялось также излучение опорной области (черного тела), в данном случае склона горы с температурой, равной температуре окружающего воздуха T_G . При выбранной поляризации и антенне, наведенной поочередно на берег, атмосферу и море, показания выходного прибора радиометра \mathcal{R} пропорциональны величинам

$$p_i \sim T_i (1 - \beta_{rA}) \mathcal{R} + T_{\delta i} \beta_{rA} \mathcal{R} + T_0 (1 - \mathcal{R}), \quad (I)$$

где в зависимости от объекта измерения вместо i берутся индексы Г (гора), А (атмосфера), М (море); T_0 - температура материала антенны, равная температуре окружающего воздуха, β_{rA} - коэффициент рассеяния вне главного лепестка диаграммы направленности антенны; \mathcal{R} - коэффициент полезного действия антенно-волноводного тракта; T_{δ} - температура фонового излучения, попадающего в боковые и задние лепестки рупора, которая из-за неизотропности фона и рассеяния антенны различна при наблюдениях в разных направлениях. В формуле (I) полагаем

$$T_M = (1 - R) T_{\Pi} + R T_A, \quad (2)$$

где R - коэффициент отражения радиоволн от морской поверхности по мощности; T_{Π} - температура верхнего слоя воды, которая измерялась термометром. Полагая температуру антенны в течение измерений постоянной, возьмем разности показаний $\mathcal{R}_Г - \mathcal{R}_М, \mathcal{R}_Г - \mathcal{R}_А$, а затем их отношение $\alpha = \frac{\mathcal{R}_Г - \mathcal{R}_М}{\mathcal{R}_Г - \mathcal{R}_А}$. Находим, что величина R равна

$$R = \frac{\alpha (T_G - T_A) - (T_G - T_{\Pi}) - \beta_{rA} / (1 - \beta_{rA}) [T_{\delta Г} (1 - \alpha) + \alpha T_{\delta А} - T_{\delta М}]}{T_{\Pi} - T_A} \quad (3)$$

Учитывая, что рупорные антенны имеют малое боковое рассеяние, слагаемое в квадратных скобках числителя формулы (3) при обработке экспериментальных результатов не учитывалось. Результаты приводились к температуре $T_{\Pi} = 288$ К по формуле $R(288) = R(T_{\Pi}) - k(288)(T_{\Pi} - 288)$, где коэффициент $k = dR(T)/dT|_{T=288}$ К вычислен с использованием формул Френеля при значении диэлектрической проницаемости морской воды, приведенном в работе /2/ (предполагалось, что соленость воды $S = 20$ ‰). На рис. I приведены полученные таким образом средние значения коэффициентов R (сплошная линия), а также рассчитанные по данным /7/ (пунктирная линия) в зависимости от угла визирования. На этом

же рисунке показаны максимальные вариации коэффициентов отражения. Значительные вариации измеренных значений R относительно средних и расчетных значений объясняются влиянием фонового излучения (главным образом, берега), которое определяет поправки на боковое рассеяние в (3), а также приводит к "засветке" поверхности моря.



Рис.1.

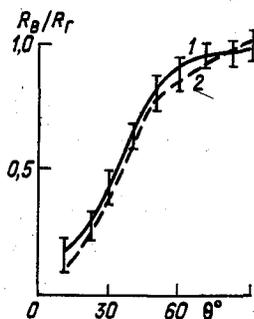


Рис.2.

Влияние засветки можно оценить, добавив в правую часть формулы (2) член $\Delta T = \int_{\Omega} \sigma(\Omega - \Omega') T_{\rho}(\Omega') d\Omega'$ где $\sigma(\Omega)$ - удельное сечение рассеяния неровной поверхности моря. Учитывая, что в зависимости от угла Ω вне зеркального направления $\sigma \sim 10^{-3} + 10^{-2} / \theta$,

а $T_{\text{ф}} \sim 30 \text{ К}$ (атмосфера) + 300 К (гора), найдем, что $\Delta T \sim (3+4) \text{ К}$. Отметим, что таких же значений достигает контраст яркостной температуры собственного излучения шероховатой поверхности относительно гладкой /1, 8/. С учетом перечисленных факторов измеренное значение коэффициента отражения может быть меньше френелевского (за исключением области углов наблюдения около угла Брюстера) примерно на 0,02...0,03. При углах наблюдения $\beta \sim (80+90)^\circ$ различие измеренных и расчетных значений R более существенно, что может объясняться попаданием в главный лепесток диаграммы рупора излучения местных предметов, например, края пирса. Влияние шероховатости водной поверхности на ее радиоизлучение отмечалось также в работе /5/. На рис.2 показаны измеренная (кривая 1) и расчетная (кривая 2) угловые зависимости отношения R_B/R_H коэффициентов отражения, полученных в одинаковых условиях при вертикальной и горизонтальной поляризациях. Наблюдается большая стабильность и лучшее согласие с результатами расчетов отношения коэффициентов R_B/R_H по сравнению с каждым из этих коэффициентов в отдельности, что может объясняться высокой корреляцией вариаций этих коэффициентов при различных поляризациях. Данная особенность может быть использована для построения алгоритма измерения температуры морской поверхности по ее радиояркостной температуре, полученной одновременно при обеих поляризациях. Из уравнения (2), вводя коэффициент $a = R_B/R_H$, найдем необходимое для этого соотношение, которое имеет вид

$$T_{\text{п}} = \frac{T_{\text{мв}} - a T_{\text{мг}}}{1 - a} \quad (4)$$

Таким образом, по результатам одновременных измерений радиояркостной температуры моря на двух поляризациях может быть определена температура его поверхности. В качестве параметра a берется среднее значение (см.рис.2). Информация о радиояркостной температуре атмосферы в данном алгоритме не используется, что дополнительно повышает его эффективность и особенно важно при измерениях в облачную погоду, когда значительны флуктуации радиояркостной температуры атмосферы, в результате чего снижается точность априорной оценки T_A и повышается погрешность измерений температуры поверхности. Погрешность алгоритма (σ_T) связана с отклонением истинного значения коэффициента a от априорного и оценивается по формуле

$$\frac{\sigma_T}{T_{\text{п}}} = \frac{\sigma_a}{1-a} R_H (1 - T_A/T_{\text{п}}) \quad (5)$$

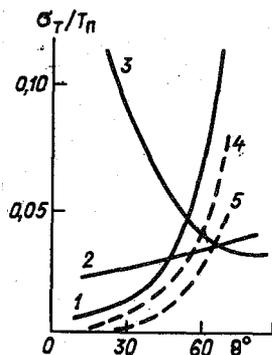


Рис.3.

где σ_a - стандартное отклонение коэффициента a от среднего. Результаты вычислений по формуле (5) показаны на рис.3 (кривая 1) для радиоярких температур атмосферы, соответствующих вертикальной оптической толщине $\tau \approx 0,2$, которая для $\lambda = 1,35$ см отвечает стандартному распределению метеопараметров атмосферы и водозапасу облаков W 1 кг/м². На этом же рисунке приведены погрешности измерений T_n на одной поляризации - вертикальной 2 или горизонтальной 3, вычисленные согласно формуле

$$\frac{\sigma T}{T_n} \approx \frac{1}{1-R} [\sigma_R(1-T_A/T_n) + R\sigma_A/T_n]. \quad (6)$$

Здесь $\sigma_A = \frac{\sigma_a}{\sin \beta}$ - стандартное отклонение радиояркой температуры атмосферы; $\sigma_1^2 = T_{cp}^2 e^{-2\tau} \sigma_\tau^2$ - дисперсия T_A при наблюдении в зенит ($\beta = 90^\circ$) /2/; σ_τ^2 - дисперсия оптической толщи атмосферы. По данным работы /3/, $\sigma_1 \approx 5$ К в условиях облачности для временных интервалов около 10 мин при $\lambda = 1,35$ см.

Видно, что точность измерения температуры моря в результате использования двухполяризационного алгоритма повышается на пологих углах наблюдения $\beta < 40-50^\circ$. Вместе с тем, в этом примере она недостаточна для получения температурной карты поверхности (абсолютная погрешность равна примерно 2...5 К). В соответствии с формулой (5), погрешность может быть уменьшена, если радиояркая температура атмосферы близка к температуре поверх-

ности T_n . Это условие может реализоваться при измерениях в миллиметровом диапазоне. В качестве примера на рис.3 пунктирной линией показана погрешность измерения T_n при $Z = 0,5$ (кривая 4) и $Z = 1$ (кривая 5). Такие оптические толщины наблюдаются, например, при безоблачной атмосфере на склонах линии поглощения кислорода вблизи 4,5 и 6 мм или в условиях облачности в окрестности прозрачности на $\lambda = 8$ мм при водозапасе облаков $W \approx (3+6)$ кг/м² и на $\lambda = 3$ мм при $W \approx (0,5+1)$ кг/м². В этих примерах при $\beta < 30^\circ$ абсолютная погрешность измерений составляет 0,5...1 К, что приемлемо для снятия температурной карты поверхности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антипичев М.А., Шутко А.М. Экспериментальные исследования влияния ряби на характеристики СВЧ-излучения водной поверхности. - Радиотехника и электроника, 1981, 26, № II, с.2291.
2. Арманд Н.А. Флуктуации теплового излучения атмосферы на сантиметровых и миллиметровых волнах. - Радиотехника и электроника, 1961, 6, № 12.
3. Кайдановский М.Н., Стоцкий А.А. Экспериментальные характеристики флуктуаций радиоизлучения облачной атмосферы на сантиметровых волнах. - Изв. ВУЗов. Радиофизика, 1979, 22, № 4, с.4077.
4. Кисляков А.Г., Станкевич К.С. Радиоизлучение атмосферы. - Изв. ВУЗов. Радиофизика, 1967, 10, № 9-10, с.1244.
5. Рабинович Ю.И., Шуклин Г.Г., Волков В.Г., Крупенин Н.Н. Поляризационные измерения излучения подстилающей поверхности в сантиметровом диапазоне. - Труды ГГО, вып.235, 1970, с.72.
6. Скольник М. Справочник по радиолокации, т.1. - М.: Сов. Радио, 1976.
7. Klein L.A., Swift C.T. An Improved Model for the Dielectric Constant of Sea Water at Microwave Frequencies. - IEEE Trans. Antennas and Propagation, 1977, v. AP-25, N 1, p. 104.
8. Wu S.T., Fung A.K. A noncoherent model for microwave emission and backscattering from the sea surface. - J. Geoph. Res., 1972, v.77, N 30, p.5917.

Н.В.Горностаев, Н.С.Дорожкин,
Ю.А.Мельник, А.В.Рыжков, А.А.Федоров

ВЛИЯНИЕ РЕФРАКЦИИ РАДИОВОЛН НА ДАЛЬНОСТЬ НАБЛЮДЕНИЯ
ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ДВУХВОЛНОВЫМ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ РАДИОЛОКАТОРОМ

На распространение радиоволн сантиметрового диапазона над морской поверхностью существенное влияние оказывает атмосферный волновод испарения /1, 2/. С целью уточнения волноводной модели распространения на низких трассах были проведены регулярные измерения погонного ослабления радиоволн в зоне тени с помощью метеорологического радиолокатора МРЛ-5, работающего на длинах волн $\lambda = 3,2$ см (первый канал) и $\lambda = 10$ см (второй канал) при горизонтальной поляризации излучения. Объектами наблюдения служили взволнованная морская поверхность и сосредоточенные отражатели с известной ЭПР. Антенна радиолокатора располагалась на высоте 20 м над уровнем воды и имела ширину луча $0,5^\circ$ для первого канала и $1,5^\circ$ — для второго. Оценка параметров приводного волновода проводилась согласно известной методике восстановления профиля показателя преломления по значениям метеопараметров, измеренных на двух уровнях /2/. Эти измерения показывают, что на протяжении всего периода измерений существовал небольшой волновод, средняя высота которого колебалась в пределах 3 ... 9 м. Максимальная наблюдавшаяся в этот период высота волновода составила 13 м. Данные о высоте волновода представлены на рис.1 и 2 (кривые 3). Данные о максимальной дальности радиовидимости эталонной цели и морской поверхности в диапазоне $\lambda = 3,2$ см отображены соответственно кривыми 1 и 2 на рис.1. Данные о разности максимальных дальностей радиовидимости между первым и вторым каналом для эталонной цели и морской поверхности отображены соответственно на рис.2. Из рис.1 видно, что на длине волны $\lambda = 3,2$ см наблюдается хорошая корреляция между дальностью обнаружения эталонной цели, максимальной дальностью радиовидимости морской поверхности и высотой приводного волновода. В то же время колебания высоты волновода вызывают гораздо меньшие изменения соответствующих характеристик на втором канале ($\lambda = 10$ см). Практически во всех случаях дальность радиовидимости в диапазоне $\lambda = 3,2$ см превышала дальность радиовидимости в диапазоне $\lambda = 10$ см. Все эти факты свидетельствуют о том, что даже сравнительно небольшие волноводы испарения играют значительную роль в процессах распростра-

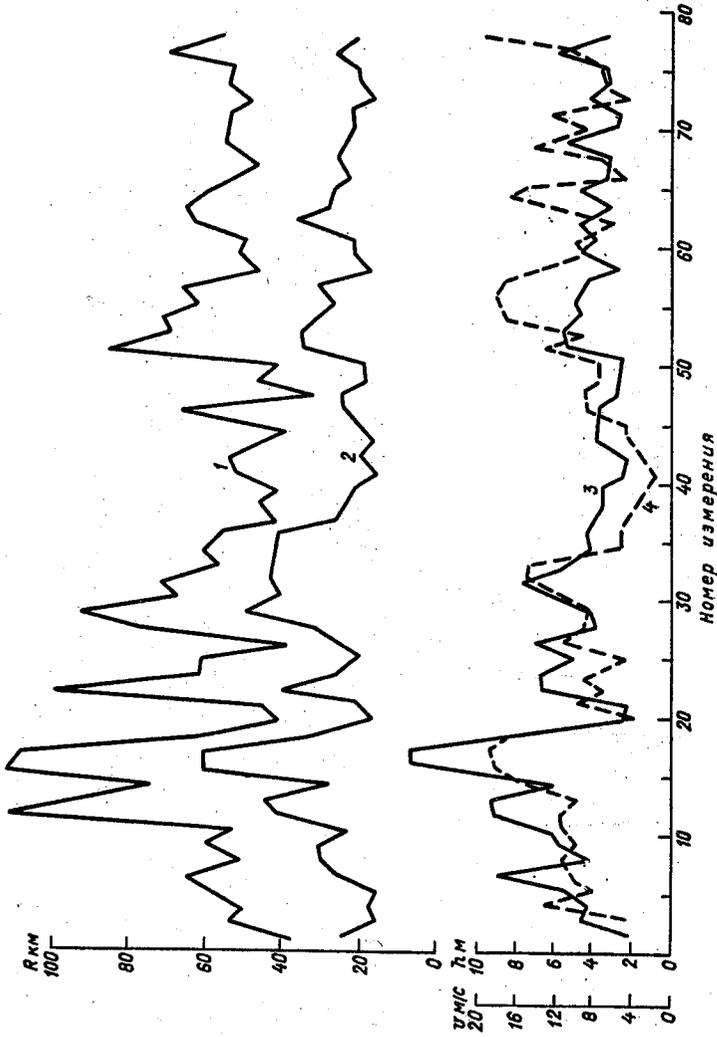


Рис. I.

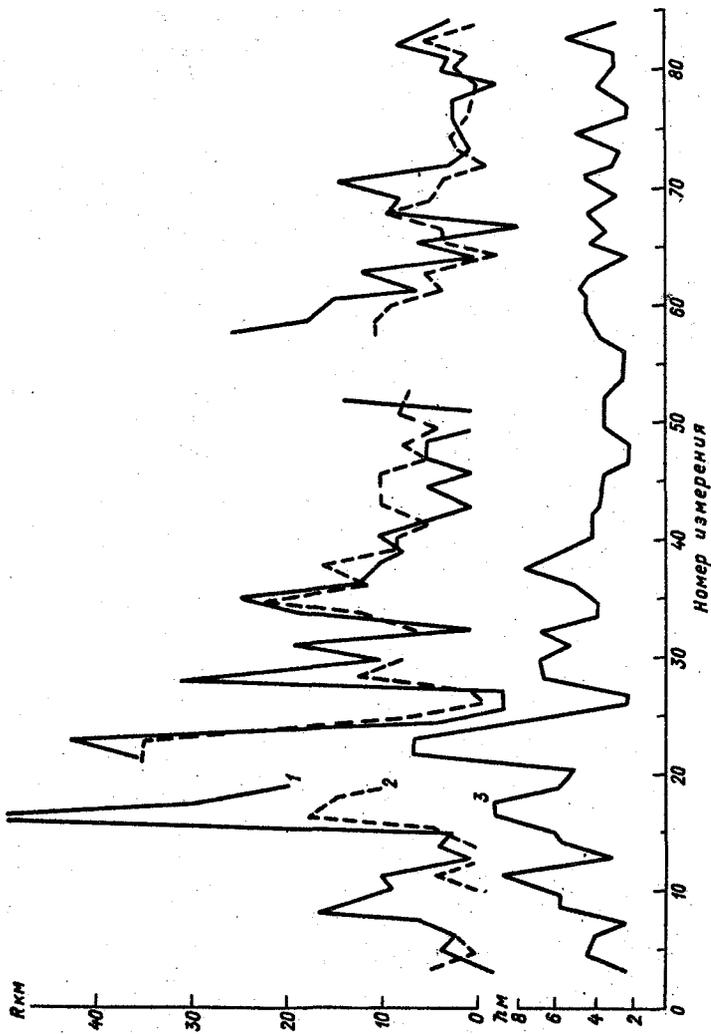


Рис. 2.

нения сантиметровых волн на низких приводных трассах, обуславливая существенную разницу в условиях распространения на волнах длиной 10 и 3,2 см.

Было проведено сопоставление теоретических оценок значений погонного ослабления с наблюдавшимися в эксперименте при конкретных значениях параметров волновода. При этом сравнивались декремент затухания первой нормальной волны, рассчитанный для данных значений высоты волновода, параметра стабильности и длины волны (с использованием результатов численных расчетов, приведенных в /2/), и величина наклона экспериментальной кривой зависимости функции ослабления от расстояния в области больших расстояний, где основной вклад в радиополе дает первая нормальная волна.

На рис.3 изображены графики теоретических зависимостей погонного ослабления μ на двух длинах волн от высоты волновода при изменении параметра стабильности Монина-Обухова от -100 м до 100 м (заштрихованные области).

На том же рисунке крестиками обозначены наблюдавшиеся в эксперименте значения μ_1 на длине волны $\lambda = 3,2$ см, а кружками - значения погонного ослабления на длине волны $\lambda = 10$ см. Несмотря на достаточно большой разброс экспериментальных данных относительно теоретических кривых, можно сделать вывод, что для высот волновода, меньших 8 м, наблюдается неплохое количественное соответствие теории и эксперимента (за исключением двух случаев). Для больших высот волновода экспериментальные значения μ выше теоретических, что, возможно, связано с влиянием эффектов рассеяния на неоднородностях морского рельефа. В среднем погонное затухание в диапазоне $\lambda = 10$ см на 0,2 ... 0,3 дБ/км превышает погонное затухание поля в диапазоне $\lambda = 3,2$ см.

Следует обратить внимание на высокую степень корреляции максимальной дальности радиовидимости морской поверхности с дальностью обнаружения эталонной цели и высотой приводного волновода, особенно в диапазоне $\lambda = 3,2$ см. Очевидно, что на максимальную дальность радиовидимости морской поверхности (МДРМП) наряду с рефракцией должна влиять степень взволнованности моря. Тем не менее, сопоставление данных с данными о скорости ветра (кривая 4 на рис.1) свидетельствует о том, что влияние рефракции на дальность радиовидимости морской поверхности является доминирующим.

С целью выявления зависимости дальности радиовидимости морской поверхности от высоты расположения антенны РЛС в течение 1981 г. были проведены регулярные измерения МДРМП с помощью МРЛ-5 со стационарного берегового пункта при расположении антен-

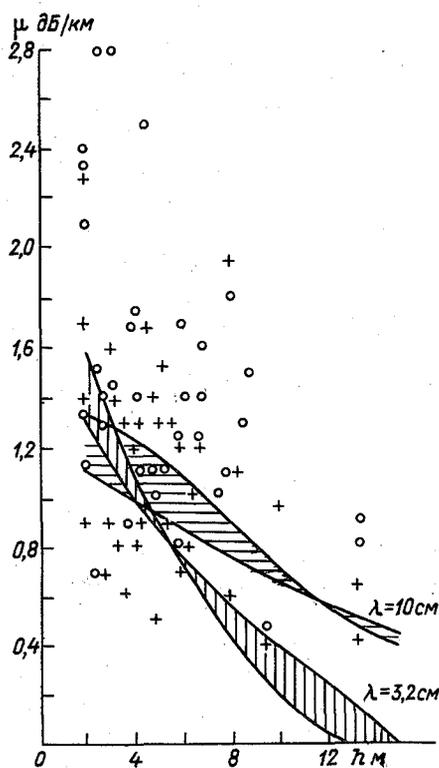


Рис. 3.

ны радиолокатора на высоте 109 м над уровнем моря. При каждом наблюдении регистрировалась интенсивность морского волнения. На рис. 4 представлены гистограммы распределения МДРМЛ на двух каналах МРЛ-5, построенные по данным 96 измерений на 1-м канале (гистограммы 1, 2, 3, 4) и 123 измерений на 2-м канале (гистограммы 5, 6, 7, 8). При этом гистограммы 1 и 5 соответствуют волнению 0 ... 1 балл; гистограммы 2 и 6 - 1 ... 2 балла, гистограммы 3 и 7 - 3 ... 4 балла, а гистограммы 4 и 8 - 4 ... 5 баллов. Из анализа гистограмм на рис. 4 можно сделать следующие выводы. При высоком расположении антенны РЛС над уровнем моря максимальная дальность радиовидимости морской поверхности сравнительно редко превышает расстояние до оптического горизонта, рав-

ного стандартной рефракции 40 км: всего в 8 % случаев на 1-м канале и 13 % случаев на 2-м канале. В то же время для низкого расположения РЛС в условиях океана эти значения гораздо выше: 82 % случаев на 1-м канале и 62 % случаев на 2-м канале (см. рис. 1 и 2). Второй отличительной особенностью результатов наблюдений с береговой РЛС является то, что в диапазоне $\lambda = 10$ см в среднем МДРМП выше, чем в диапазоне $\lambda = 3,2$ см, что прямо противоположно ситуации при низком расположении антенны. С увеличением волнения на обоих каналах среднее значение МДРМП практически не меняется, но зато сама гистограмма заметно сужается. Исследование азимутальной зависимости радиовидимости морской поверхности показало, что наиболее сильно неоднородность по азимуту проявляется при слабом волнении при условиях, близких к штилевым.

Наблюдаемые в эксперименте закономерности радиовидимости морской поверхности при скользких углах вполне удовлетворительно могут быть объяснены в рамках модели распространения в приводном волноводе испарения. При низком расположении антенны "зачащенные" волноводом нормальные волны, энергия которых сосредоточена, главным образом, в пределах волновода, эффективно возбуждаются источником. В этом случае радиоволны с меньшей длиной волны распространяются с меньшим затуханием. Если антенна РЛС расположена высоко над волноводом, то низшие моды возбуждаются плохо, но зато хорошо возбуждаются нормальные волны более высокого порядка, с гораздо большим декрементом затухания. При этом в зоне радиовидимости РЛС распространение происходит за счет нормальных волн со значительным декрементом затухания, то есть имеет место "дифракционный" случай, когда радиоизлучение с большей длиной волны дальше "затекает" за горизонт. Заметим, что и в данной ситуации в зоне глубокой тени при наличии волновода рано или поздно начнет доминировать низшая, наименее затухающая нормальная волна и уровень коротковолнового излучения превысит уровень длинноволнового, но произойдет это уже за пределами чувствительности приемника РЛС.

При слабом ветре и слабом волнении вблизи береговой черты, как правило, имеют место значительные горизонтальные неоднородности структуры показателя преломления как в направлении от берега, так и вдоль него, что обуславливает значительные различия в величинах МД РМП, измеренных в разных азимутах. При увеличении скорости ветра атмосфера становится более однородно, хорошо "перемешанной" и засветка морской поверхности на ИКО приобретает

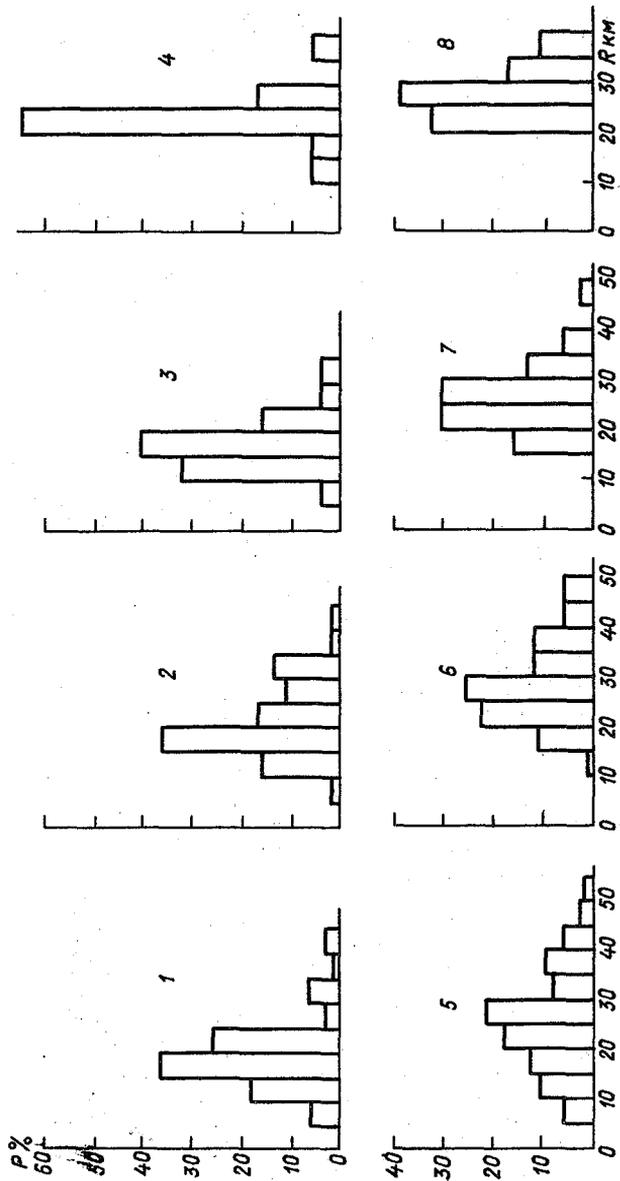


FIG. 4.

более изотропный характер.

Полученные в настоящей работе результаты позволяют сделать вывод о перспективности использования высокопотенциального двухволнового метеорологического радиолокатора МРЛ-5 для проведения работ с целью изучения условий распространения УКВ-радиоволн в приводном слое атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Б о ч а р о в В.Г., К у к у ш к и н А.В., С и н и ц и н В.Г., Ф у к с И.М. Распространение радиоволн в приводных тропосферных волноводах. - Препринт, № 126, ИРЭ АН УССР, Харьков, 1979, 44 с.

2. R o t h e r a m S. Radiowave propagation in the evaporation duct. - Marconi Review, 1974, v.37, N 192, p.18-40.

Н.С.Дорожкин, Н.Ф.Михайлов,
Г.Г.Шукин, Ю.А.Мельник, А.В.Рыжков

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРОПОСФЕРНОЙ
РЕФРАКЦИИ РАДИОТЕПЛОКАЦИОННЫМ МЕТОДОМ
В ОТКРЫТОМ ОКЕАНЕ

Изучение условий распространения радиоволн над морем имеет большое практическое значение, поскольку они в значительной мере определяют эффективность работы береговых и судовых радиотехнических средств. В ГГО им. А.И.Воейкова на протяжении ряда лет проводятся экспериментальные и теоретические исследования, направленные на разработку методов и аппаратуры для определения уровня тропосферной рефракции радиоволн над морем, как основного фактора, характеризующего радиометеорологическую обстановку /1, 2, 3/. Новые возможности для проведения таких исследований появились в связи с установкой современного метеорологического радиолокатора МРЛ-5, оборудованного встроенным радиометрическим каналом на длину волны $\lambda = 3,2$ см, на судне.

Технически радиометрический канал представляет собой модуляционный радиометр, выполненный по стандартной схеме, в котором в качестве СВЧ-части полностью используется антенно-волноводная система I канала МРЛ-5. Модуляция входного сигнала осуществляется с помощью одного из волноводных *pin*-переключателей, входящих в состав приемного тракта МРЛ. Принимаемый антенной шумовой сигнал собственного радиоизлучения атмосферы и океана со смесителя МРЛ подается на широкополосный тракт промежуточной частоты радиометра с полосой пропускания около 200 МГц, затем детектируется и усиливается в блоке низкой частоты и после синхронного детектирования выводится на регистрирующий прибор - самописец КСП-4. Флуктуационная чувствительность радиометрического канала составляет I К при постоянной времени интегрирования I с.

В период с сентября по декабрь 1984 г. в Северной Атлантике были проведены комплексные эксперименты по изучению условий распространения радиоволн с применением пассивных и активных радиолокационных, радиотехнических и метеорологических методов. С помощью радиометрического канала МРЛ-5 осуществлялись определения уровня рефракции радиоволн на основе приема радиотеплового излучения системы "атмосфера-морская поверхность" в направлении на радиогоризонт /1/.

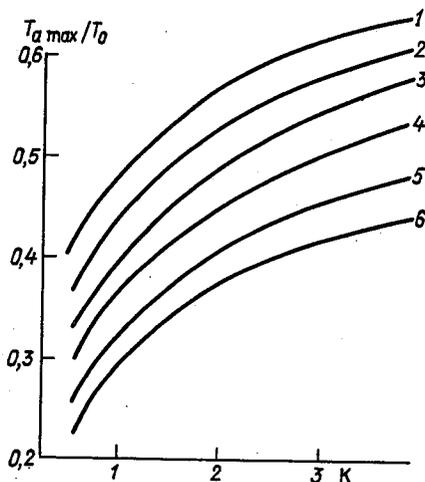


Рис. I.

На рис. I приведены зависимости отношения антенной температуры $T_a \max$ системы "атмосфера-океан" в направлении радиогоризонта к термодинамической температуре T_0 атмосферы от величины эквивалентного радиуса a_0 Земли при различных значениях приземной абсолютной влажности воздуха ρ_0 (кривым 1-6 соответствуют значения $\rho_0 = 17,5; 15,0; 12,0; 10,0; 7,5; 5,0 \text{ г/м}^3$). Эти зависимости рассчитаны для антенны РЛС МРЛ-5 с учетом влияния морского волнения при скорости приводного ветра 7 м/с и были использованы для определения коэффициента рефракции $k = a_0/a$ (a - истинный радиус Земли) по измеренным значениям ρ_0 и T_{\max} . Одновременно с радиометрическими измерениями по значениям метеопараметров приводного слоя атмосферы в соответствии с методикой [5] определялась высота h_d приводного волновода, а также максимальная дальность R_M радиовидимости морской поверхности на I канале МРЛ-5 ($\lambda = 3,2 \text{ см}$).

Перед началом каждого сеанса наблюдений в режиме кругового обзора МРЛ выбиралось направление, в котором отсутствовала облачность, способная исказить результаты радиометрических измерений. В дальнейшем радиолокационные и радиометрические измерения проводились в азимуте, соответствующем этому направлению, что поз-

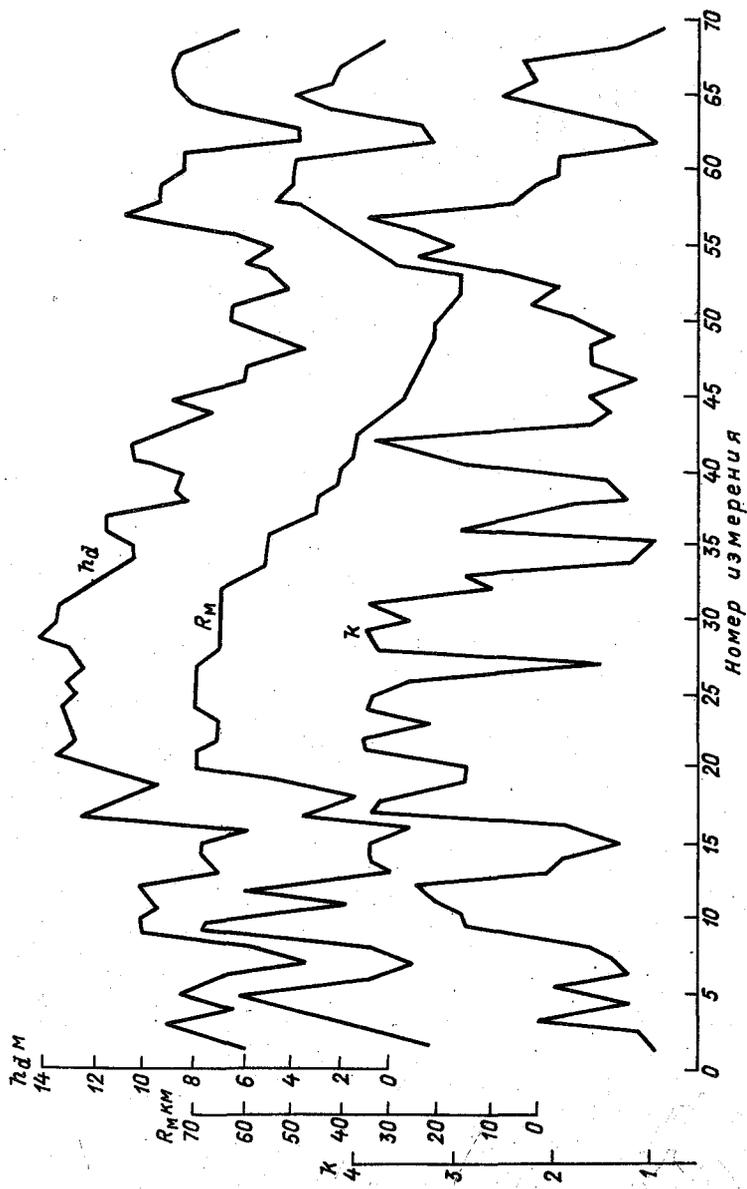


Рис. 2.

волило сопоставить данные различных методов, не учитывая возможное влияние облачности и неоднородности азимутального распределения радиогидрометеорологических характеристик системы "атмосфера-океан".

Всего проведено 69 сеансов синхронных измерений. Их результаты представлены в табл.1 и на рис.2. Из рис.2 видно, качественное соответствие хода кривых коэффициента рефракции, высоты волновода и максимальной дальности радиовидимости морской поверхности. Коэффициент корреляции $\rho_{k h_d}$ между коэффициентом рефракции и высотой волновода составляет 0,67. Корреляция между высотой волновода и дальностью радиовидимости морской поверхности выше, в данном случае коэффициент корреляции этих величин $\rho_{h_d R_m} = 0,78$ (см. также /4/).

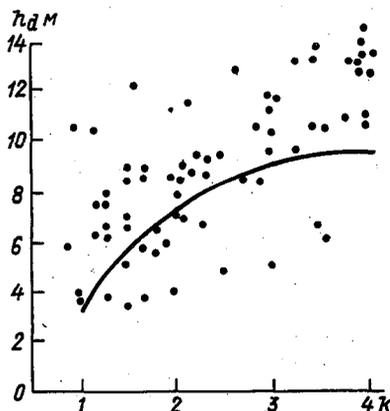


Рис.3.

На рис.3 представлена диаграмма рассеяния параметров k и h_d . Сплошная кривая на этом рисунке представляет теоретически рассчитанную по данным /5/ связь между этими величинами. В целом измеренные значения коэффициента рефракции оказались несколько меньше теоретических при одной и той же высоте приводного волновода. Это обстоятельство можно объяснить тем, что в условиях качки корабля антенна осциллирует относительно направления на радиогоризонт в пределах ошибки системы стабилизации. При сравнительно большой постоянной времени радиометра (I_0) за счет ос-

Таблица I

Результаты синхронных радиометеорологических измерений

№ п.п.	Дата	Время ч мин	h_d	k	R_M	№ п.п.	Дата	Время ч мин	h_d	k	R_M
1	17.09	17 00	5,9	1,0	22	37	5.10	3 00	11,6	2,2	45
2	18.09	11 00	7,4	1,2	38	38		4 00	8,1	1,3	45
3	22.09	10 30	9,3	2,3	47	39		5 00	8,8	1,5	40
4		19 00	6,4	1,3	55	40		6 00	8,6	2,9	40
5		23 00	9,2	2,1	65	41		7 00	10,5	3,5	38
6	23.09	9 00	6,6	1,3	35	42		8 00	10,6	4,0	37
7	25.09	9 00	3,3	1,5	25	43		9 00	8,5	1,7	35
8	26.09	9 30	5,5	1,8	32	44		10 00	7,0	1,5	30
9		16 00	10,4	2,9	70	45		11 00	9,2	1,7	27
10		19 30	10,4	3,0	65	46		12 00	6,2	1,2	25
11	27.09	9 00	9,5	3,3	40	47		13 00	5,8	1,7	23
12		17 00	10,5	3,5	60	48		14 00	3,6	1,7	22
13	28.09	8 00	7,1	2,1	30	49		15 00	5,1	1,5	21
14		12 30	7,9	2,0	35	50		16 00	6,6	1,8	20
15		18 30	7,8	1,3	35	51		17 00	6,5	2,3	17
16	29.09	9 00	5,9	1,9	25	52		18 00	3,9	2,0	15
17		18 00	12,8	4,0	50	53		19 00	4,8	2,5	15
18	30.09	9 00	10,9	3,8	35	54		20 00	6,1	3,6	30
19	3.10	19 00	9,5	3,0	50	55		21 00	4,8	3,0	35
20	4.10	8 00	11,3	3,0	70	56		22 00	6,7	3,5	40
21		9 00	13,9	4,0	70	57		23 00	10,8	4,0	45
22		10 00	12,9	4,0	65	58		24 00	9,5	2,5	55
23		11 00	13,2	3,3	65	59	6.10	1 00	9,4	2,3	50
24		12 00	13,5	4,0	70	60		2 00	8,7	2,0	50
25		13 00	13,1	3,9	70	61		3 00	8,7	2,0	50
26		14 00	13,3	3,5	70	62		12 00	3,7	1,0	20
27		15 00	12,6	1,6	70	63	7.10	16 30	3,9	1,3	25
28		16 00	13,1	3,9	65	64	8.10	19 00	7,2	2,0	40
29		17 00	14,5	4,0	65	65	10.10	9 00	8,7	2,7	50
30		18 00	13,7	3,5	65	66		12 00	9,1	2,2	40
31		19 00	13,6	4,0	65	67	13.10	9 00	9,0	2,3	40
32		20 00	13,0	2,7	65	68		11 00	8,8	1,5	35
33		21 00	11,7	3,0	60	69		18 00	6,0	0,9	30
34		22 00	10,7	1,2	55						
35		23 00	10,8	1,0	55						
36		24 00	11,7	3,1	55						

целляции антенны радиояростная температура в максимуме излучения измеряется с ошибкой в сторону ее уменьшения.

Приведенные данные позволяют заключить, что радиотеплолокационный метод, впервые испытанный в условиях открытого океана, дает возможность определять уровень тропосферной рефракции радиоволн. При этом результаты радиометрических измерений в целом совпадают с результатами, полученными другими методами и с теоретическими расчетами характеристик распространения радиоволн в приводном слое /5/. Для повьшения точности метода необходимо уменьшение постоянной времени интегрирования радиометра и улучшение параметров системы стабилизации антенны или применение специальной обработки и накопления выходного сигнала радиометра с помощью ЭВМ. Метод отличается простотой и оперативностью и позволяет оценивать уровень рефракции радиоволн в любом направлении относительно судна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ш у к и н Г.Р., М е л ь н и к Ю.А., Г а л ь п е р и н С.М. и др. Оценка условий распространения радиоволн над морем радиометрическим методом. - Труды ИГО, 1982, вып.451, с.55-68.
2. Ш у к и н Г.Р., М е л ь н и к Ю.А., А н д р е е в И.В. и др. К вопросу определения тропосферной рефракции. - Труды ИГО, 1982, вып.451, с.69-79.
3. А н д р е е в И.В., М е л ь н и к Ю.А., М и х а й л о в Н.Ф. и др. Комплексные исследования тропосферной рефракции над морем. - Труды ИГО, 1982, вып.470, с.91-98.
4. Г о р н о с т а е в Н.В., Д о р о ж к и н Н.С., М е л ь н и к Ю.А. и др. Влияние рефракции радиоволн на дальность наблюдения водной поверхности двухволновым метеорологическим радиолокатором. - См. наст.сборник.
5. R o t h e r a m S. Radiowave propagation in the evaporation duct. - Marconi Review, 1974, vol.37, N 192, p.18-40.

С.М.Гальперин, М.А.Ищенко,
Н.А.Новичихина, В.И.Фролов,
В.Н.Стасенко

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ ПРОТИВОГРАДОВЫХ ИЗДЕЛИЙ

Известно, что успешность проведения воздействий на облака зависит от точности введения реагента в заданный объем облака. При использовании противорадковых изделий (ПРИ) не исключены ошибки, возникающие в расчетах, связанных с определением азимута и угла места пуска таких изделий. Эти ошибки, в частности, возникают из-за неточной "привязки" радиолокационных координат облаков к координатам пунктов запуска ПРИ. Обнаружение с помощью РЛС ПРИ на восходящей траектории в первые секунды после запуска позволило бы устранить указанные расхождения в координатах. Не меньший интерес представляет определение достоверности расчетных высот, на которых должна иметь место самоликвидация ПРИ.

С целью определения радиолокационных параметров этих изделий на восходящей траектории и в момент их самоликвидации или достижения максимальной высоты полета были проведены запуски ПРИ типа "Алазань", "Облако" и "ПРИ-М".

Наиболее вероятное обнаружение ПРИ на восходящей траектории имеет место в тех случаях, когда их запуски проводятся в радиальном направлении от радиолокатора.

Для этого за минуту до запусков ПРИ проводились непрерывные вертикальные разрезы в секторе стрельбы и фотографирование изображения на индикаторе дальности высоты (ИДВ) МРЛ-1.

Первые радиозвуха ПРИ на восходящей траектории были обнаружены в ясном небе через несколько секунд после их схода с установок. Момент схода изделия прослушивается на РЛС, оснащенной радиостанцией, если за 10-15 с до запуска включалась на передачу радиостанция на позиции. Диаметр радиозвуха изделий на ИДВ на восходящей траектории составляет 0,2...0,3 км. Эффективная площадь рассеяния (ЭПР) (σ) изделий довольно велика. Их радиозвуха исчезает на экранах МРЛ-1 при введении в приемный тракт затуханий $n = (20...25)$ дБ, если удаление изделий составляет 10 км. На таком удалении МРЛ-1 обнаруживает цели с $\sigma \approx 0,1 \text{ см}^2$, а ЭПР ПРИ на восходящей траектории превышает 10 см^2 . Время существования радиозвуха ПРИ при их обнаружении на восходящей траектории определя-

лось послесвечением индикаторов МРЛ-І. При выходе эхо-сигналов МРЛ-І на телевизионные индикаторы РТС "Строка" изображение изделий прослеживалось в течение 1...1,5 мин.

Каждый запуск ПГИ типа "Алазань" и "ПГИ-М" можно обнаружить с помощью МРЛ-І по появлению на участке траектории полета этих изделий продуктов самоликвидации (ПСЛ). Раздельное радиолокационное обнаружение реагента и ПСЛ изделий является более сложной задачей. В начальный момент времени зоны ПСЛ были неоднократно обнаружены на высотах, близких к максимальному подъему ПГ изделий (примерно 4,3 км - "ПГИ-М", примерно 8,5 км - "Алазань") в зависимости от угла места их запуска.

Параметры радиоэха ПСЛ изделий представлены в таблице, где \bar{a} и \bar{b} - вертикальные и горизонтальные диаметры зоны радиоэха соответственно; \bar{v} - объем зоны, установленный при горизонтальных и вертикальных сканированиях антенны МРЛ-І.

Таблица
Параметры радиоэха ПГИ типа "Алазань" и "ПГИ-М"

ПГИ	Параметры радиоэха		
	\bar{a} км	\bar{b} км	\bar{v} км ³
В момент самоликвидации			
"ПГИ-М"	0,65	0,5	0,096
"Алазань"	0,7	0,4	0,069
Продукты самоликвидации через 3 мин			
"ПГИ-М"	3,0	0,6	0,54
"Алазань"	4,0	0,75	1,69

Из таблицы видно, что в момент самоликвидации ПГИ горизонтальные и вертикальные размеры их радиоэха отличаются незначительно. Иная форма радиоэха наблюдается при обнаружении продуктов самоликвидации ПГИ через несколько минут. В этом случае радиоэхо через 1-2 мин после запуска изделий начинают приобретать форму вертикального столба, который может быть принят за зону выпадения осадков. На рис.1 приведены результаты вертикальных разрезов, проведенных МРЛ-І при запуске ПГИ типа "Алазань" (радиоэхо 1 соответственно: а - ПГИ "Алазань-М"; б - в момент самоликвидации; в - продуктов самоликвидации). Аналогичная картина наблюдается при радиолокационных наблюдениях пусков изделий типа "ПГИ-М".

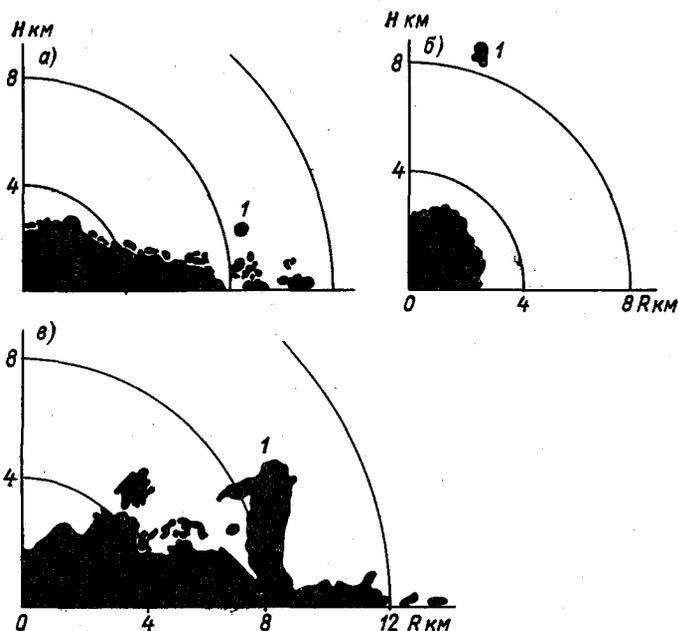


Рис. I.

Приведенные выше данные позволяют считать, что при самоликвидации ПИ образующиеся частицы приводят к изменению радиолокационной отражаемости облаков. Представляет интерес определение отражаемости образующихся зон частиц в момент самоликвидации ПИ. Эти измерения проводились также при запуске изделий в безоблачную атмосферу.

При самоликвидации ПИ "Алазань" наблюдаются эхо-сигналы, превышающие чувствительность приемного тракта МРЛ-I P_{III} примерно на 30 дБ. Такое превышение сигнала над P_{III} соответствует отражаемости $\Sigma \approx 14 \text{ мм}^6/\text{м}^3$, если рассматривать обнаруженную зону самоликвидации ПИ как объемную цель. Поскольку отражаемость, например, конвективных облаков в начальной стадии их развития находится в пределах $10^{-3} \dots 1 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ зоны самоликвидации ПИ будут прослеживаться на фоне радиозэха этих облаков. Если не учитывать вышесказанное, появление эхо-сигналов продуктов самоликвидации ПИ может быть принято за реакцию облака при внесении в него реагента. Здесь необходимо отметить, что радиозэхо, образующееся при самоликвидации изделий, возникает за счет отражения радиоволн как

от реагента, так и от мелких осколков ПГИ. Вклад последнего фактора можно оценить через некоторый интервал времени, когда за счет большой скорости опускания осколков происходит разделение эхо-сигналов. Так, скорость оседания верхней границы радиоэха ПСЛ изделий составляет приблизительно 15 м/с, а нижней - 20 м/с.

Далее исследовались только параметры радиоэха продуктов самоликвидации ПГИ. Появление радиоэха ПСЛ в виде вертикальных столбов на ИДВ МРЛ-1 имеет место в нижней части тропосферы до высот 3-4 км после запуска ПГИ типа "ПГИ-М" и "Алазань".

На рис.2 приводятся результаты ряда последовательных вертикальных разрезов с помощью МРЛ-1 ПСЛ изделия "ПГИ-М", иллюстрирующие изменение формы их радиоэха во времени. Здесь 1 - форма радиоэха ПГИ на восходящей траектории; 2 - в момент самоликвидации и спустя 10 с; 3, 4 - радиоэха ПСЛ изделий через 1-2 мин после запуска; 5 - на последней стадии оседания ПСЛ, то есть примерно через 3-4 мин с момента запуска.

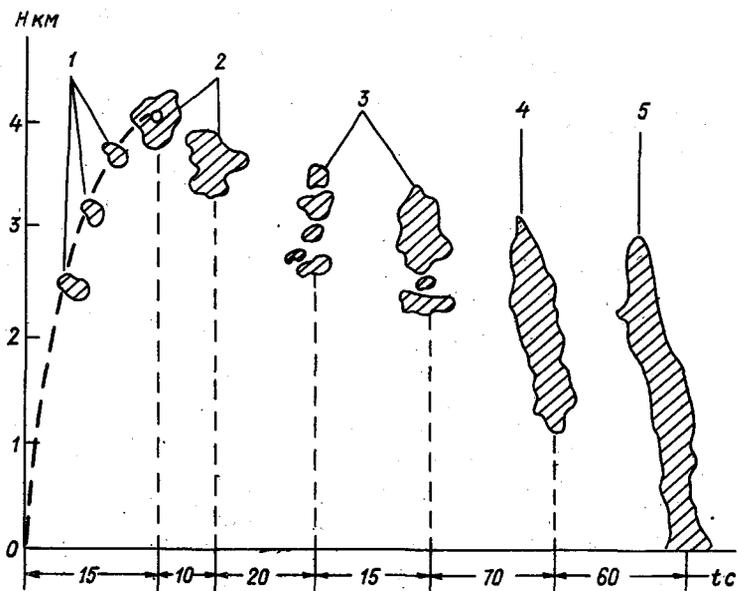


Рис.2.

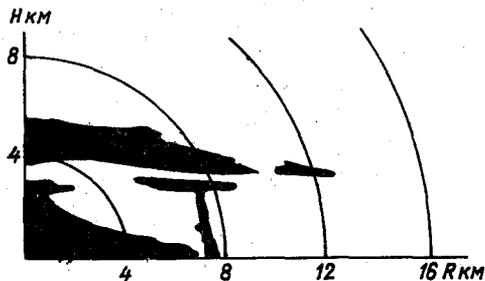


Рис.3.

В дальнейшем имеет место уменьшение высоты столба радиоэха. Максимальная продолжительность наблюдений эхо-сигналов в виде столбов, имеющих высоту приблизительно 2 км, составляла примерно 28 мин. Их отражаемость достигает $15 \text{ мм}^6/\text{м}^3$, что соответствует интенсивности осадков $J \approx 0,2 \text{ мм/час}$, если воспользоваться известной зависимостью $Z = 200 J^{1,6}$. На рис.3 приведены результаты запуска "ПИ-М" в АС, столбы радиоэха которых можно принять за выпадение осадков. Следует отметить, что при одновременном запуске нескольких ПИ их радиоэха можно проследить на ИКО МРЛ-1 (рис.4). Это позволяет установить площадь, подвергнутую воздействию, а также при периодических, через 2-3 мин, наблюдениях определить скорость и направление переноса воздушной массы. Наряду с наблюдениями на $\lambda = 3 \text{ см}$ (МРЛ-1), осуществлялись наблюдения на $\lambda = 10 \text{ см}$. Здесь также отмечено четкое обнаружение ПСИ изделий.

Кроме радиолокационных исследований самоликвидирующихся ПИ проводились аналогичные эксперименты с изделиями "Облако". Это изделие также хорошо обнаруживается на восходящей траектории полета. Известно, что при запуске изделия "Облако" происходит распыление реагента во время полета. В верхней точке траектории, когда скорость полета замедляется (перед раскрытием парашюта), концентрация реагента в объеме увеличивается. При этом образуется зона реагента, хорошо прослеживаемая визуально, а также обнаруживаемая с помощью МРЛ-1. Его эхо-сигналы превышают $P_{\text{ш}}$ на 40-45 дБ на расстоянии примерно 7 км, что соответствует отражаемости $70 \dots 220 \text{ мм}^6/\text{м}^3$.

Размеры радиоэха в момент обнаружения составляют 1,7х

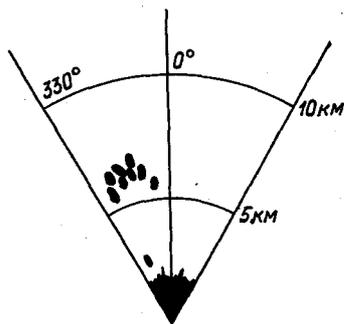


Рис.4.

х1,0 км². Время его существования на экранах МРЛ-І - примерно 12-19 мин. Со временем размеры радиозеха уменьшаются. Его перемещение в пространстве позволяет также оценить скорость и направление переноса воздушного потока. При запуске нескольких ПИИ "Облако" на экранах МРЛ-І хорошо прослеживаются зоны реагента от каждого изделия, что, как отмечалось выше, позволяет оценить область засева при пусках с одной установки.

В заключение следует отметить, что радиолокационное обнаружение ПИИ перечисленных типов позволяет определить координаты пунктов воздействий и далее провести "привязку" планшета, по которому проводится расчет траектории полета, к координатам облаков, определяемым МРЛ-І. Установленные выше значения отражаемости ПСЛ ПИИ и зон реагентов позволяют оценить, при каких типах облаков возможна маскировка их радиозеха. Кроме того, радиолокационное обнаружение ПИИ может способствовать более достоверному установлению района возможного падения ПИИ и продуктов их самоликвидации в интересах обеспечения безопасности проводимых работ.

АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ СИСТЕМА ИЗМЕРЕНИЯ
И ОБРАБОТКИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СИГНАЛОВ,
ОТРАЖЕННЫХ ОТ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Радиолокационные сигналы, отраженные морской поверхностью и неоднородностями приповерхностного слоя атмосферы, несут в себе информацию о совокупности физических процессов и объектов на пути их распространения. Возможность выделения отдельных процессов или объектов (в дальнейшем объектов) из их совокупности является предпосылкой для решения основной задачи дистанционного зондирования — получение информации о параметрах объектов по характеристикам отклика их воздействия на зондирующую систему. Решением этой задачи является установление функциональных связей между откликом зондирующей системы и параметром объекта, а также определение чувствительности установленной зависимости по основным параметрам всей совокупности объектов. Для случайных параметров объектов функциональные связи будут носить статистический характер, а их устойчивость будет определяться стационарностью свойств объектов.

Таким образом, для решения задачи дистанционного зондирования необходимо детальное изучение статистических свойств всей совокупности объектов и характеристик отклика зондирующей системы. Только комплексный подход к этой проблеме, основанный на автоматизации не только обработки результатов эксперимента, но и самого эксперимента в целом, может дать положительный результат.

В настоящей работе предлагается простой вариант автоматизированной системы измерения и обработки радиолокационных сигналов, отраженных от морской поверхности, и сигналов струнного волнографа, реализованный на базе отечественных серийно выпускаемых приборов при минимальной доработке устройств сопряжения их в систему. Система создана в лаборатории экспериментальной радиометеорологии на морском полигоне Главной геофизической обсерватории в Кара-Даге при содействии группы подводных исследований Ленинградского гидрометеорологического института, любезно предоставившей струнный волнограф ГМ-61 и принимавшей участие в его установке.

Простота и доступность системы достигнута за счет ограничения области пространственно-временных характеристик радиолокационного сигнала его временными характеристиками, что позволяет

существенно снизить скорости передачи и объем регистрируемой информации. Зондируемым объектом является морская поверхность, из всей совокупности характеристик которой на первом этапе исследования при помощи контактного волнографа регистрируется функция возвышения поверхности в точке.

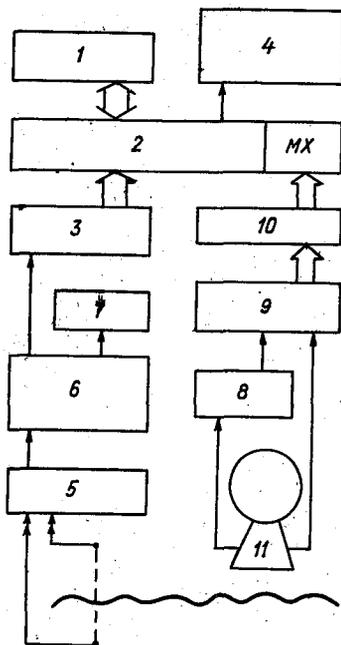


Рис. I.

Блок-схема предлагаемой установки приведена на рис. I. Серийно выпускаемый комплекс измерительных и регистрирующих приборов, состоящий из вычислительной управляющей машины (ВУМ) "Электроника ДЗ-28" I, устройства связи с объектом (УСО) 2, цифрового вольтметра типа ШЦ413 3 и самописца типа ЛКС4-02 4, дополнен системой измерения волнения, состоящей из струнного волнографа ГМ-6I 5, самописца типа ЛКС4-02 6 и источника опорного напряжения 7, а также системой преобразования радиолокационного сигнала, состоящей из генератора задержек типа Г5-56 8, стробоскопического преобразователя напряжения типа В9-5 9 и интерфейсной платы сопряжения IO цифрового выхода преобразователя с мультиплексором

ввода-вывода УСО.

Используемая в комплексе ВУМ - одна из первых моделей семейства ВУМ "Электроника-ДЗ-28", объем ОЗУ которой 16 кбайт и быстродействие (около 14 тыс. операций типа регистр-регистр в секунду) значительно уступают соответствующим характеристикам как современных моделей семейства, например, ВУМ "Электроника-60". Однако, как будет показано далее, даже ВУМ со столь малой вычислительной мощностью способна обеспечить статистическую обработку результатов и автоматизацию эксперимента, не требующего режима реального времени. Сочетание в едином корпусе блока питания, индикаторной панели, клавиатуры, и, что особенно важно, кассетного накопителя на магнитной ленте, обеспечивают компактность ВУМ, необходимую в экспедиционных условиях и условиях локальных полигонов. Устройство связи с объектом - набор интерфейсных плат для подключения цифрового вольтметра и самописца, используемого в качестве графопостроителя, дополненный мультиплексором магистрали ввода вывода ВУМ.

С измерительного моста волнографа ГМ-6I сигнал поступает на изолированный вход усилителя ЛКС4-02 и регистрируется на ленте в полосе частот от 0 до 2 Гц. С дополнительного реохорда самописца, запитанного от источника опорного напряжения, сигнал подается на вход цифрового вольтметра ШЦ4I3 и далее в ОЗУ ВУМ. Регистрация аналогового сигнала на ленте самописца позволяет контролировать информацию в процессе ее накопления.

Радиолокационный сигнал поступает на измерительный вход стробоскопического преобразователя напряжения В9-5, который состоит из трех независимых функциональных блоков: блока управления стробом, измерительного стробоскопического блока с временем нарастания сигнала 3 нс, 10-разрядного аналого-цифрового преобразователя с временем преобразования 10 мкс. Такая конструкция стробоскопического преобразователя позволяет использовать его как многофункциональный измерительный прибор. С выхода В9-5 двоичный цифровой код через мультиплексор УСО поступает на магистраль ввода вывода ВУМ. Для обеспечения программного обмена между В9-5 и ВУМ необходима схема согласования синхросигналов "Вв", "СИП" со стороны ВУМ и "Регистрация" со стороны В9-5. Простейший вариант такой схемы приведен на рис.2. Разрешение обмена осуществляется сигналом У83 шины управления ВУМ. Стробоскопический преобразователь напряжения синхронизируется от радиолокационной станции II через источник временной задержки, в качестве которого использо-

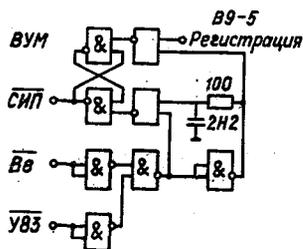


Рис.2.

ван генератор импульсов Г5-56 в режиме внешнего запуска.

Предлагаемая система регистрации применима для изучения временных характеристик сигналов любых импульсных зондирующих систем с шириной полосы приемника до 120 МГц и частотой следования зондирующих импульсов до 15 кГц.

Программное обеспечение автоматизированной системы – библиотека программ – хранится на магнитной ленте кассетного накопителя и состоит из трех основных блоков: блока программ накопления информации, блока программ обработки и блока служебных программ, обеспечивающих размещение информации и ее поиск. Все программы составлены на мнемокоде ВУМ "Электроника ДЗ-28". Использование языков высокого уровня, например языка бейсик, приводит к сокращению рабочей зоны ОЗУ и почти на порядок уменьшает быстродействие системы, что в целом снижает эффективность использования ВУМ.

На базе кассетного накопителя ВУМ создан банк данных, который содержит как первичную информацию от различных датчиков, так и результаты статистической обработки. Информация хранится на кассетах типа МК-90 емкостью около 500 кбайт, чем достигается удовлетворительная компактность банка и качество сохранности информации. Длина перфоленты аналогичной емкости составит примерно 1500 м. На кассете информация размещается блоками, каждый из которых начинается абзацем служебной информации и отделяется от соседних паузами. Такая организация записи информации позволяет реализовать программный поиск и контроль, что значительно сокращает число ручных операций при обработке.

Основной режим накопления – программный побайтный ввод ин-

формации от источников. Длина информационного ряда ограничена объемом оперативной памяти ЕУМ и составляет для метеорологической радиолокационной станции МРЛ-1 интервал 50 с. С целью расширения длины информационного ряда реализован дополнительный режим накопления - программное интегрирование входного сигнала на дискретном временном интервале с последующим запоминанием результата. Ввиду сужения полосы пропускания регистрирующей системы, дополнительный режим накопления может быть использован для исследования низкочастотных флуктуаций регистрируемого сигнала.

Блок программ обработки включает программы статистического амплитудного анализа - вычисление функции распределения вероятности и ее моментов, программы спектрального анализа и программы цифрового преобразования информации, в том числе цифровой фильтрации. Спектральный анализ реализован на базе алгоритма быстрого преобразования Фурье (БПФ), приведенного в работах /1, 2/. Объем оперативной памяти ограничивает длину реализации алгоритма 512-ю точками. Преобразование информационного ряда в комплексную форму и незначительная модернизация алгоритма позволяет увеличить длину реализации до 1024 точек. Время выполнения такого алгоритма составляет 1,5 мин и может быть сокращено за счет уменьшения разрешения алгоритма по частоте.

В конце 1984 г. были проведены экспериментальные наблюдения на метеорологическом радиолокаторе МРЛ-1 при использовании автоматизированной измерительной системы. Длина волны МРЛ-1 3 см, поляризация вертикальная, период следования импульсов 300 Гц. Основное внимание при обработке результатов уделено спектральным характеристикам флуктуаций радиолокационного сигнала, отраженного от морской поверхности.

За период наблюдения было получено около 1000 спектров, предварительный анализ которых показывает наличие в них по крайней мере трех компонент: грубая и тонкая структура спектра, дискретные гармоники. Имеет место также зависимость всех трех спектральных составляющих от стадии развития волнения и азимутального угла наблюдения радиолокатора. Так, на рис.3 приведены спектры радиолокационных сигналов, усредненные по 16 реализациям на временном интервале 25 с и сглаженные окном Хемминга при $N = 3$ (см. работу /3/). Условия наблюдения: поверхность моря в пределах видимости однородна при средней высоте волн 1,2 м и их направлении около 120° , ветра нет. Площадка наблюдения размерами 300 на 40 м располагается на расстоянии 4,7 км при углах наблю-

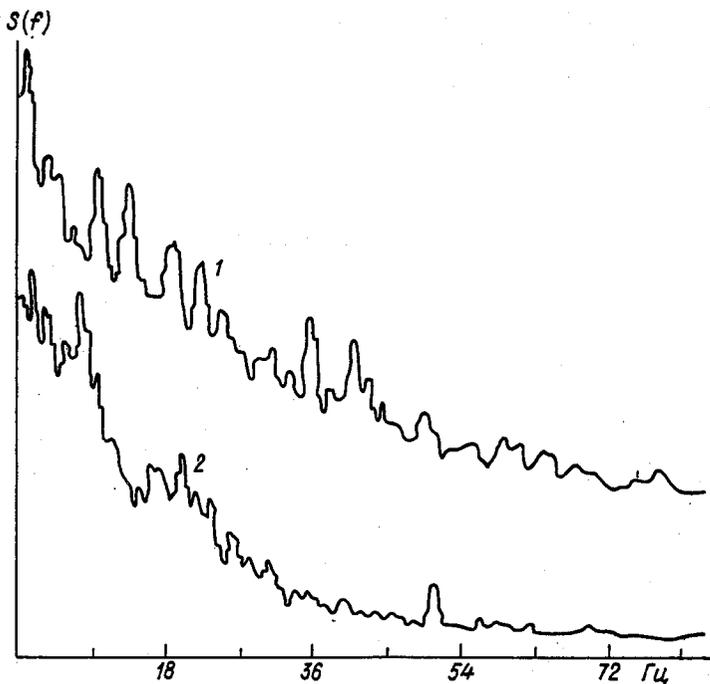


Рис.3.

дения 120° (кривая 1) и 210° (кривая 2). Различие спектров качественно может быть объяснено различием проекций орбитальных скоростей элементарных отражателей и их дисперсий на направление наблюдения. Параметризация спектров, их статистический анализ требуют большого количества информации и выходят за пределы настоящей статьи.

В заключение следует отметить универсальность предлагаемой автоматизированной измерительной системы, как относительно объекта наблюдения, так и относительно зондирующей системы. Удачное конструкторское построение стробоскопического преобразователя В9-5 позволяет регистрировать также сигналы пассивных зондирующих установок и телевизионных сигналов в том числе. Для комплексного изучения характеристик радиолокационных сигналов, отраженных от морской поверхности, число регистрируемых процессов следует дополнить измерением скорости и направления ветра, распределения углов наклона поверхности в точке, что может быть достигну-

то, в частности, привлечением оптических методов наблюдения. Именно в этом направлении планируется дальнейшее развитие автоматизированной измерительной системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Т И И Э Р, т.55, № 10, с.7-29.
2. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. - М.: Мир, 1972, т.2, с.68-73.
3. Каппелини В., Константинидис Дж.А., Эмилиани П. Цифровые фильтры и их применение. - Энергоатомиздат, 1983, с.72-79.

СОДЕРЖАНИЕ

В.И. Фролов, В.И. Банников, С.М. Гальперин, В.Д. Степаненко. Радиолокационное сопоставление местоположения молний и зон осадков	3
В.И. Фролов, В.И. Банников, С.М. Гальперин, В.П. Никитин. Обнаружение молний радиолокаторами метрового диапазона с различными поляризациями антенн.	12
С.М. Гальперин, В.И. Банников, В.П. Никитин, И.В. Трофимова, В.И. Фролов. Исследование электромагнитного излучения гроз в метровом диапазоне радиоволн	15
С.А. Маланичев, Ю.А. Мельник, Е.И. Михайлова, А.В. Рыжков. Исследования турбулентности в облаках с помощью некогерентного метеорологического радиолокатора	22
В.В. Костров, С.П. Гинеотис, В.В. Фалин. Об одном источнике ошибок в измерении отражающих свойств гидрометеорных образований метеорологическим радиолокатором.	29
А.Г. Горелик, В.В. Стерлядкин. Определение ветра в безоблачной атмосфере при помощи оптической непрерывной доплеровской системы.	37
А.Г. Горелик, Ю.А. Фролов, П.О. Шишков, Г.Г. Щукин. Особенности применения высокочувствительных СВЧ-радиометров для измерения параметров атмосферы и морской поверхности.	46
А.Г. Горелик, Ж.Б. Хачатрян, Е.И. Михайлова. Определение газовых компонент методами спутниковой радиоспектроскопии с использованием эффекта Доплера.	55
В.Г. Баранов, Л.П. Бобылев, Ю.А. Довгалак, Е.В. Дорофеев, Г.Г. Щукин. Численное моделирование переноса радиотеплового излучения в конвективных облаках.	65

Л.П. Бобылев, Е.В. Дорофеев, С.Ю. Матросов, Е.М. Шулъгина, Г.Г. Щукин. Влияние гидрометеорного рассеяния на перенос радиотеплового излучения в атмосфере.	83
Н.Д. Попова, Г.Г. Щукин. Определение водности конвективных облаков по данным пассивно-активной радиолокации.	91
Н.Д. Попова, И.А. Тарабукин, Г.Г. Щукин. О возможности использования пассивно-активного радиолокационного зондирования для оценки средней водности и водных ресурсов конвективных облаков.	97
С.А. Маланичев, Ю.А. Мельник, Е.И. Михайлова, А.В. Рыжков. Двухволновые измерения спектральных характеристик радиолокационного сигнала морской поверхности при скользящих углах.	103
Е.О. Жилко, А.А. Загородников, С.И. Мирошниченко. Использование данных спутниковых радиолокационных изображений для измерения пространственных спектров волнения.	110
Ю.В. Глибин, Е.О. Жилко, А.А. Загородников, С.И. Мирошниченко, Л.А. Попова. Пространственно-временные радиолокационные изображения и их связь с характеристиками волнения.	113
Ю.В. Глибин, А.А. Загородников, Б.Ш. Ланде, Л.А. Попова, Н.Н. Путяшев. Особенности резонансного механизма рассеяния микрорадиоволн от поверхности моря при малых углах скольжения.	117
В.М. Плечков, А.Н. Резник, К.С. Станкевич, Н.Г. Тригуб. О точности измерения температуры морской поверхности радиометрическим методом.	120
Н.В. Горностаев, Н.С. Дорожкин, Ю.А. Мельник, А.В. Рыжков, А.А. Федоров. Влияние рефракции радиоволн на дальность наблюдения водной поверхности двухволновым метеорологическим радиолокатором.	126
Н.С. Дорожкин, Н.Ф. Михайлов, Г.Г. Щукин, Ю.А. Мельник, А.В. Рыжков. Некоторые результаты исследования тропосферной рефракции радиотеплолокационным методом в открытом океане.	134

С.М. Гальперин, М.А. Ищенко, Н.А. Новичихина, В.И. Фролов, В.Н. Стасенко.
Радиолокационное обнаружение противораковых изделий . . . I40

И.Б. Шейкин. Автоматизированная система измерения и обработки радиолокационных сигналов, отраженных от морской поверхности. I46

Сборник научных трудов
Труды ИГО
Вып. 508

Методы активной и пассивной радиолокации
в метеорологии
Редактор Н.Л.Гашина

н/к

Подписано в печать 05.06.87. М-20527. Формат 60x84^I/16. Бумага картографическая. Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,7. Усл. кр.-отт. 10,94. Уч.-изд. л. 9,31. Тираж 560 экз. Индекс МОЛ-33. Заказ 1967
Цена 65 коп. Заказное.

Гидрометеиздат, 199226, Ленинград, В.О., ул. Беринга, д. 38.
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.

109033, Москва, М-33, ул. Волочаевская, д. 40.