

Г. Б. Брылёв,
С. Б. Гашина,
Г. Л. Низдойминова

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЛАКОВ И ОСАДКОВ



ЛЕНИНГРАД
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1986

Рецензенты: канд. физ.-мат. наук М. Т. Абшаев
(Высокогорный геофизический институт),
д-р физ.-мат. наук А. Б. Шупяцкий
(Центральная аэрологическая обсерватория)

Научный редактор: д-р техн. наук, профессор В. Д. Степаненко

Впервые систематизированы данные о высоте, площади, скорости и направлении перемещения, радиолокационной отражаемости слоистообразных и конвективных облаков, гроз, ливней, интенсивности и количестве осадков, а также о суточной, сезонной и региональной изменчивости этих характеристик для отдельных районов Советского Союза, США, Канады, Кубы, Венесуэлы, Африки, Индии и Малайзии.

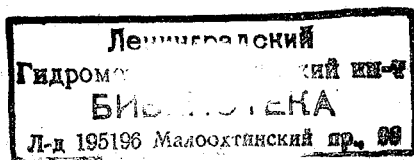
Подробно излагаются научно-методические аспекты получения и метеорологической интерпретации радиолокационной информации об опасных явлениях, сопровождающих конвективные облака (грозы, шквалы, смерчи).

Предназначается для специалистов в области физики облаков, авиационной и радиолокационной метеорологии, сотрудников сети МРЛ Госкомгидромета, а также для аспирантов и студентов старших курсов гидрометеорологических ВУЗов.

In the book by G. B. Brylev, S. B. Gashina, G. L. Nizdoymynoga "Radar Characteristics of Clouds and Precipitation" there have been systematized for the first time data on the height, area, velocity and direction of transport, radar reflectivity of stratiformis and convective clouds, thunderstorms, showers, precipitation intensity and amount, as well as the daily, seasonal and regional variability of these characteristics for some regions of the USSR, the USA, Canada, Cuba, Venezuela, Africa and Malaysia.

The scientific and methodical aspects are laid down for obtaining and meteorological interpretation of radar information on dangerous phenomena accompanying convective clouds (thunderstorms, squalls, tornadoes).

The monograph is intended for specialists in cloud physics, aeronautical and radar meteorology, for the weather radar network staff, and for post-graduates and senior students at hydrometeorological institutes.



Предисловие

К основным радиолокационным характеристикам, рассматриваемым в монографии, относятся: высота верхней границы и площадь радиоэха облаков и осадков, а также их радиолокационная отражаемость, ее пространственное распределение и временная изменчивость.

Настоящая монография написана с целью удовлетворить интерес метеорологов к радиолокационным характеристикам облаков и осадков. Основное внимание в ней уделяется научно-методическим вопросам получения и метеорологической интерпретации информации МРЛ в разных физико-географических районах. При этом используются в основном материалы наблюдений на сети штормоповещения МРЛ Госкомгидромета, собственные исследования авторов и те зарубежные публикации, в которых наиболее полно представлены результаты наблюдений на МРЛ не менее, чем за годовой период. Климатологические аспекты радиолокационных наблюдений обсуждаются только в той мере, в какой позволял исходный материал.

Авторы работали над книгой с учетом того факта, что более подробное изложение ряда вопросов читатели могут найти в широко известных советских и зарубежных монографиях. Для удобства читателей все монографии выделены в списке литературы.

В нашей книге не обсуждаются вопросы автоматизации радиолокационных наблюдений, измерения на доплеровских МРЛ, исследования других советских авторов в разных районах нашей страны, а также технические аспекты измерений.

Работа над книгой распределена следующим образом: главы 1, 3, 4, 5, 7 написаны Г. Б. Брылёвым и С. Б. Гашиной, главы 2, 4, 6 — Г. Б. Брылёвым и Г. Л. Низдойминой. В подготовке п. 3.3 и п. 7.5.1 участвовала Г. И. Куликова, а п. 7.2.1 — А. Г. Линева.

Авторы благодарны сотрудникам ГГО, в разные годы принимавшим участие в совместных исследованиях, Ж. Д. Алибеговой, Б. М. Воробьеву, С. С. Грачеву, Н. С. Дорожкину, А. В. Завдовьеву, Г. И. Куликовой, А. Г. Линева, В. С. Огуряеву, А. В. Рыжкову, Ю. Г. Плещееву, В. К. Устинову, В. В. Шведову, А. А. Федорову, а также Е. П. Сергиенко (Украинский Авиаметцентр) и Д. М. Сонечкину (Гидрометцентр СССР). Авторы признательны Н. П. Никоноровой и В. И. Каяве за помощь в оформлении рукописи, а также благодарят рецензентов и научного редактора профессора В. Д. Степаненко. Его доброжелательность, опыт и эрудиция постоянно помогали авторам при работе.

ОЦЕНКА ДОСТОВЕРНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ ОБ ОБЛАЧНОСТИ И ОСАДКАХ

1.1. Основные радиолокационные характеристики облачности

1.1.1. Уравнение радиолокации атмосферных образований

Радиолокационные методы исследования облаков и осадков основаны на отражении и рассеянии электромагнитных волн частицами облаков и осадков. Падающая электромагнитная волна возбуждает в частицах облаков и осадков вторичное излучение. Частицы становятся осцилляторами и колеблются с частотой падающей волны. Часть этой энергии распространяется и в направлении, противоположном первичной падающей волне, т. е. в направлении на радиолокатор. Распределение многочисленных источников излучения в облаке, которые создают суммарный отраженный сигнал, и величина последнего несут метеорологическую информацию об отражающих объемах.

Для оценки отражающих свойств частиц облаков и осадков применяется ряд связанных между собой характеристик: эффективная площадь рассеяния i -й частицей (σ_i), удельная площадь обратного рассеяния частиц облаков и осадков (η) и радиолокационная отражаемость (z).

При выполнении рэлеевских условий, согласно которым радиус частицы a намного меньше длины падающей на нее плоской электромагнитной волны ($a \leq 0,03\lambda$) и много меньше λ внутри самой частицы ($a < 0,13 \frac{\lambda}{|m|}$), выражение для σ_i оказывается простым:

$$\sigma_i = \frac{64\pi^5 a^6}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2, \quad (1.1)$$

где m — комплексный показатель преломления вещества частицы на длине волны λ . Наличие мнимой части в m указывает, что падающая энергия частично поглощается веществом частицы. Для воды в сантиметровом диапазоне множитель $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = 0,93 \pm \pm 0,004$, для льда с единичной плотностью он равен 0,197.

При рассеянии, отличном от рэлеевского, расчет σ_i представляет определенные трудности и осуществляется через специальные функции Бесселя и Ханкеля [22, 29]:

$$\sigma_i(a, \lambda) = \frac{\lambda^2}{16\pi^2} \left| \sum_{n=1}^{n=\infty} (c_n - b_n) \right|^2. \quad (1.1a)$$

Рассеянное поле в этом случае представляется в виде суммы отдельных парциальных волн с амплитудами c_n и b_n . При увеличении размеров частицы интенсивность возбуждения парциальных волн возрастает и σ начинает осциллировать, постепенно приближаясь к предельному значению, пропорциональному πa^2 . Для облаков и осадков диапазон изменения величины σ_i при фиксированном значении $\lambda = 3,2$ см может достигать восьми порядков ($\sigma_i = 10^{-8} \dots 1 \text{ см}^2$).

Удельная площадь обратного рассеяния облаков и осадков η (м^{-1}) определяется по формуле

$$\eta = \sum_{i=1}^N \frac{\sigma_i}{V_9}, \quad (1.2)$$

где N — число рассеивающих частиц в эффективном объеме V_9 отражающей области, т. е. суммирование проводится по всей области.

Для исключения зависимости η от λ (м) вводят понятие радиолокационной отражаемости z (м^3), которая описывается выражением

$$z = \frac{\lambda^4}{\pi^5} \eta. \quad (1.3)$$

Радиолокационную отражаемость (в дальнейшем для краткости просто отражаемость) выражают или через радиус a или через диаметр D отражающих частиц. Выражение через D нашло большее распространение. Подставив формулу (1.1) в (1.2), получим:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \sum_{i=1}^N \frac{D_i^6}{V_9}, \quad (1.4)$$

и тогда

$$z = \sum_{i=1}^N \frac{D_i^6}{V_9}. \quad (1.5)$$

Таким образом, отражаемость z может интерпретироваться как средняя сумма диаметров частиц в единице объема V_9 , возведенных в шестую степень.

В практике радиолокационных наблюдений отражаемость облаков и осадков измеряют в $\text{мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$ или $\text{дБ} z$ относительно $z_0 = 1 \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$. Связь между значениями отражаемости, выраженными в различных единицах, определяется по следующим формулам:

$$z (\text{мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}) = 10^{18} z (\text{м}^3) = 10^{12} z (\text{см}^2), \quad (1.6)$$

$$z (\text{дБ} z) = 10 \lg z/z_0, \quad (1.7)$$

$$z (\text{мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}) = 10^{0,1z} (\text{дБ} z). \quad (1.8)$$

Поскольку во многих работах z определяется через радиус a , будем в дальнейшем обозначать ее через z_a :

$$z_a = \frac{z}{64}, \quad \text{или} \quad z_a (\text{дБ}z) = z (\text{дБ}z) - 18. \quad (1.9)$$

Следовательно,

$$\lg z_a = \lg z - 1,8. \quad (1.10)$$

Если частицы нельзя считать рэлеевскими рассеивателями, то применяют понятие эквивалентной отражаемости метеоцели z_3 . Величина z_3 описывается формулой

$$z_3 = \frac{\lambda^4 \eta}{\pi^5 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2}. \quad (1.11)$$

Из приведенных определений следует, что расчет величины z можно проводить по результатам микрофизических измерений параметров частиц в облаках и осадках. Однако обычно z определяется из уравнения радиолокации атмосферных образований [25]. Если не делается специальных оговорок, то в статьях по радиолокационной метеорологии приводятся значения именно z_3 при условии, что отражают только водяные частицы.

Уравнение радиолокации связывает мощность сигнала $P_{\text{пр}}$, отраженного от облаков и осадков, с параметрами радиолокационной станции (РЛС), дальностью цели R и величиной z_3 . Как известно, в специализированных метеорологических радиолокаторах (МРЛ) применяются антенны с узкой диаграммой направленности, распределение мощности в которых аппроксимируется нормальным законом распределения. Величина радиолокационного объема V МРЛ определяется по формуле

$$V = \frac{\pi}{16 \ln 2} R^2 \theta_0 \varphi_0 h_3, \quad (1.12)$$

где V — радиолокационный объем (м^3); R — дальность цели (м); θ_0 и φ_0 — ширина диаграммы направленности антенны по точкам половинной мощности (по уровню 3 дБ) в двух взаимно перпендикулярных плоскостях (рад); h_3 — пространственная протяженность зондирующего импульса (м), которая выражается через скорость распространения электромагнитных колебаний в атмосфере c (м/с) и длительность зондирующего импульса $\tau_{\text{зонд}}$ (с): $h_3 = c\tau_{\text{зонд}}$.

Уравнение радиолокации атмосферных образований [24, 25, 216] имеет вид

$$\bar{P}_{\text{пр}} = \frac{P_{\text{пер}} G_0^2 \theta_0 \varphi_0}{4^5 \ln 2 \pi^2 R^2} \eta K_{\text{зап}}, \quad (1.13)$$

где $\bar{P}_{\text{пр}}$ — средняя мощность принятого сигнала (Вт); $P_{\text{пер}}$ — импульсная мощность электромагнитных колебаний, генерируемых

передатчиком МРЛ (Вт); G_0 — коэффициент усиления антенны; κ — ослабление радиоволн в атмосфере на пути $2R$; $K_{\text{зап}}$ — коэффициент заполнения радиолокационного объема V частицами.

Уравнение (1.13) легко преобразовать с учетом (1.11):

$$\bar{P}_{\text{пр}} = [1,22 \cdot 10^7] \frac{P_{\text{пер}} \tau G_0^2 \theta_0 \varphi_0}{\lambda^2} \frac{z_0}{R^2} \kappa K_{\text{зап}}. \quad (1.14)$$

Для удобства практических расчетов и в связи с относительно большой стабильностью основных параметров МРЛ вводят понятия «постоянной калибровки МРЛ» или «метеорологического потенциала» [25, 63]. Метеорологический потенциал МРЛ определяется по формуле:

$$\Pi_{\text{м}} = \frac{\pi^3}{4^5 \ln 2} \frac{P_{\text{пер}} G_0^2 \theta_0 \varphi_0 h_3 K_{\text{ав}}}{P_{\text{пр min}} \lambda^2}, \quad (1.15)$$

где $\Pi_{\text{м}}$ — метеорологический потенциал; $P_{\text{пр min}}$ — минимально обнаружимая мощность отраженного сигнала (Вт); $K_{\text{ав}}$ — коэффициент полезного действия антенно-волноводного тракта на прием и передачу.

С учетом (1.15) формула (1.14) значительно упростится:

$$\frac{\bar{P}_{\text{пр}}}{P_{\text{пр min}}} = \Pi_{\text{м}} \frac{z_0 \kappa}{R^2} K_{\text{зап}}. \quad (1.16)$$

Для простоты расчетов подставим в уравнение (1.16) z_0 , выраженное в децибеллах или в десятичных логарифмах. С учетом измерений входящих в него величин: $\bar{P}_{\text{пр}}/P_{\text{пр min}}$ дБ/Вт, z_0 (дБ z) и R/R_0 уравнение (1.16) перепишется относительно z_0 (дБ z) при $\kappa=1$

$$z_0 \text{ (дБ z)} = 10 \lg \frac{\bar{P}_{\text{пр}}}{P_{\text{пр min}}} + 20 \lg \frac{R}{R_0} - 10 \lg \Pi_{\text{м}}. \quad (1.17)$$

Большинство экспериментальных данных, приведенных в настоящей монографии, получено по результатам наблюдений на сети МРЛ нашей страны. В [23, 63] используется уравнение (1.14) для конкретных МРЛ типа МРЛ-1 и МРЛ-2 при следующих допущениях, обусловленных потребностями оперативной работы:

1) радиоволны отражают сферические частицы, величина σ которых определяется по формуле (1.1);

2) не учитывается ослабление радиоволн при их распространении до цели и обратно ($\kappa=1$), а также влияние подстилающей поверхности на диаграмму направленности (последнее может достигать 3 дБ);

3) имеет место полное заполнение отражающего объема частицами облаков и осадков ($K_{\text{зап}}=1$).

Метеорологический потенциал МРЛ-1 и МРЛ-2 рассчитывается по следующей формуле (обозначим его в отличие от (1.15) через Π'_M):

$$\Pi'_M = \frac{0,1\pi^6 P_{\text{пер}} A_p h_z K_{AB}}{P_{\text{пр min}} \lambda^4}, \quad (1.18)$$

где A_p — площадь раскрыва антенны (апертура). В ряде работ [93, 107, 112, 114] Π'_M в дБ рассчитывается при следующей размерности входящих в нее параметров: $P_{\text{пер}}$ (кВт), A_p (м²), h_z (м), $P_{\text{пр min}}$ (Вт), λ (см). Величина Π'_M позволяет оценивать эффективность МРЛ для метеонаблюдений без учета ослабления радиолокационного сигнала гидрометеорами.

Величина $\lg z_a$ рассчитывается по формуле

$$\lg z_a = 0,1 \left(10 \lg \frac{\bar{P}_{\text{пр}}}{P_{\text{пр min}}} + 20 \lg \frac{R}{R_0} - 10 \lg \Pi'_M \right). \quad (1.19)$$

1.1.2. Влияние ослабления радиоволн в осадках

Ослабление радиоволн обычно выражается через уменьшение мощности электромагнитной энергии на единицу расстояния и описывается односторонним коэффициентом ослабления α (дБ/км). Для расчета общего ослабления в каждом конкретном случае необходимо учитывать λ , а также размер, форму, фазовое состояние, концентрацию и температуру частиц облаков и осадков [25].

Величина ослабления по траектории луча до цели и обратно определяется по формуле

$$\kappa = 2 \int_0^R \alpha(R) dR, \quad (1.20)$$

причем

$$P_{\text{пр}} = P_{\text{пр}_0} \cdot 10^{-0,2 \int_0^R \alpha(R) dR}, \quad (1.20a)$$

где $P_{\text{пр}_0}$ — мощность, которая была бы принята, если бы не было ослабления. С учетом формулы (1.19) поправку к измеренной величине $\lg z_{\text{изм}}$ обозначим как $\Delta \lg z_{\text{осл}}$, тогда выражение для истинной величины $\lg z_{\text{ист}}$ с учетом ослабления в осадках будет иметь вид

$$\lg z_{\text{ист}} = \lg z_{\text{изм}} + \Delta \lg z_{\text{осл}}, \quad (1.21)$$

где

$$\Delta \lg z_{\text{осл}} = 0,2 \int_0^R \alpha(R) dR. \quad (1.22)$$

Учет ослабления показывает, что реальная эффективность МРЛС может оказаться гораздо меньше расчетной [57, 78]. Величину общего (двухстороннего) ослабления радиоволн в осадках κ (дБ), которое особенно существенно, когда осадки выпадают над МРЛ или рядом с ним, можно рассчитать по формуле

$$\kappa = -2K_0' I^{\xi} R, \quad (1.23)$$

где K_0 — коэффициент ослабления (дБ/км)/(мм/ч); I — интенсивность осадков (мм/ч); ξ — безразмерная величина; R — расстояние, пройденное радиолокационным сигналом в осадках в одном направлении (км).

В табл. 1.1 даны значения коэффициентов ослабления для разных λ и I . Учет величины κ приводит к увеличению минимального значения отражаемости $z_{\min}(R)$, полученного без ослабления. Результаты расчета изменений $z_{\min}(R)$ с учетом ослабления приведены в табл. 1.2. Значения $\lg z_{a \min}$ рассчитывались по формуле (1.19), где отношение $P_{\text{пр}}/P_{\text{пр min}}$ принималось равным 3 дБ. Из табл. 1.2 следует, что если экранированная зона осадков и будет отмечаться на МРЛ, то с большими искажениями горизонтальных и вертикальных размеров.

Таблица 1.1

Величина ослабления κ (дБ/км) при различных значениях длины волны λ и интенсивности осадков I

λ см	$K_0' I^{\xi}$	I мм/ч		
		10	20	50
0,86	$0,27I$	2,7	5,4	13,5
3,2	$0,011I^{1,15}$	0,15	0,34	0,99
5,5	$3,5 \cdot 10^{-3}I$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-2}$	0,17
10,0	$8,0 \cdot 10^{-4}I$	$0,8 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-2}$

Разность между значениями интенсивности радиоэха одного и того же метеорологического объекта для МРЛ с разными длинами волн описывается выражением

$$\Delta \left(\frac{\bar{P}_{\text{пр}}}{P_{\text{пр min}}} \right) = \Delta \Pi'_m + \Delta \kappa. \quad (1.24)$$

Несмотря на большее значение Π'_m у МРЛ с короткими длинами волн, уже для $R=10$ км и $I=10$ мм/ч метеорологические эффективности МРЛС с разными длинами волн практически равны. Увеличение R и I ведет к реальному увеличению метеорологической эффективности станций, работающих на длине волны $\lambda > 5$ см до десятков децибелл по сравнению с метеорологической эффективностью МРЛ, работающих на $\lambda=3,2$ см. Это показано

Таблица 1.2

Минимально обнаруживаемая отражаемость $\lg z_{a \min}$ при различных значениях длины волны λ и потенциала Π'_M

λ см	Π'_M дБ	Осадки отсутствуют			I мм/ч		
					10		
		R км			R км		
		10	50	100	10	50	100
0,86	61,4	-3,8	-2,8	-1,8	1,6	—	—
3,2	59,4	-3,6	-2,6	-1,6	-3,3	-1,1	1,4
5,6	57,2	-3,4	-2,4	-1,4	-3,3	-2,1	-0,7
10,3	55,1	-3,2	-2,2	-1,2	-3,2	-2,1	-1,0

λ см	Π'_M дБ	I мм/ч					
		20			50		
		R км			R км		
		10	50	100	10	50	100
0,86	61,4	—	—	—	—	—	—
3,2	59,4	-2,9	-1,8	—	-1,6	—	—
5,6	57,2	-3,3	-1,7	0,0	-3,1	-0,7	2,0
10,3	55,1	-3,2	-2,0	-0,9	-3,1	-1,8	-0,4

Таблица 1.3

Разность мощностей принимаемых сигналов $\Delta(P_{\text{пр}}/P_{\text{пр min}})$ (дБ) для МРЛ с $\lambda=3,2$ см и МРЛ с $\lambda=5,6$ см при распространении сигнала в осадках разной протяженности ΔR и интенсивности I

ΔR км	I мм/ч		
	10	20	50
10	2,3	5,4	16,4
50	11,5	27,0	82,0
100	23,0	54,0	164,0

с помощью табл. 1.3 для МРЛ с $\lambda=3,2$ см и $\lambda=5,6$ см, имеющих равные потенциалы.

Ослабление радиоволн в газах атмосферы и облаках, не дающих радиоэха, намного меньше, чем в осадках [3, 6, 25]. В практических задачах начиная с $\lambda \geq 3$ см, такое ослабление можно не учитывать. Однако при измерениях на больших расстояниях учет такого ослабления необходим. Например, для МРЛ с $\lambda=3,2$ см ослабление сигнала в газах атмосферы на 3 дБ происходит при расстоянии до метеоцели, равном 240 км.

1.1.3. Высота радиоэха облаков

Границы облаков и осадков определяются по границам радиоэха, отображаемым на индикаторах кругового обзора (ИКО) и дальность—высота (ИДВ) МРЛС. Высота верхней (нижней) границы отображения радиоэха облаков $H_{\text{ВГО}}$ ($H_{\text{НГО}}$) принимается за максимальную (минимальную) высоту наблюдаемых облаков, определенных на индикаторах МРЛ. Очевидно, что верхняя граница радиоэха не будет совпадать с верхней границей облаков на расстоянии R , где потенциал МРЛ $\Pi_{\text{м}}$ не позволяет обнаружить вершины облаков ($\bar{P}_{\text{пр}}/\bar{P}_{\text{пр min}} < 1$).

Обычно на МРЛ высота радиоэха облаков определяется на ИДВ, шкала которых может быть растянута для удобства отсчета по вертикали. В оперативных наблюдениях на МРЛ [23] $H_{\text{ВГО}}$ на расстоянии $R > 30$ км определяется на ИКО. При этом измеряется максимальный угол возвышения антенны ε_i , при котором отмечается первое появление радиоэха облаков (в центре ячейки 30×30 км) при круговом вращении антенны и одновременном движении ее сверху вниз, т. е. от $\varepsilon_{i \text{ max}}$ к $\varepsilon_{i \text{ min}} = 0^\circ$.

Измерение $H_{\text{ВГО}}$ производится с учетом рефракции (искривления) радиоволн в атмосфере. Степень рефракции зависит от вертикального градиента показателя преломления воздуха в диапазоне радиоволн. Рефракция радиоволн, превышает рефракцию оптических волн. Это приводит к тому, что дальность радиогоризонта оказывается в среднем на 15 % больше дальности оптического горизонта. Нижняя граница диаграммы направленности антенны с удалением от МРЛ поднимается над поверхностью Земли. На расстоянии 300 км высота этого подъема составляет более 5 км, а на расстоянии 400 км — более 9 км. Это означает, что даже при выполнении условия радиолокационного обнаружения ($\bar{P}_{\text{пр}}/\bar{P}_{\text{пр min}} > 1$) облака, высота верхней границы которых лежит ниже линии радиогоризонта, не будут обнаружены МРЛ.

Высота верхней границы $H_{\text{ВГО}}$ рассчитывается по формуле

$$H_{\text{ВГО}} = R \sin \varepsilon + \zeta' R^2, \quad (1.25)$$

где $\zeta' = 6 \cdot 10^{-5} \text{ км}^{-1}$ — коэффициент, учитывающий влияние нормальной рефракции, соответствующей радиусу кривизны радиолуча 25 000 км, ε — угол возвышения антенны МРЛС, H — верхняя граница цели (км), R — удаление от МРЛ (км). При измерениях $H_{\text{ВГО}}$ на ИКО по ячейкам 30×30 км [23] никаких других

поправок, за исключением поправки на h_0 — высоту расположения антенны МРЛ над уровнем моря, не вводится.

По некоторым методикам измерения H , особенно на ИДВ с растянутой вертикальной шкалой и для МРЛ, ширина диаграммы направленности которых превышает 1° , в формулу (1.25)

вводится поправка на половину ширины диаграммы направленности, равная $\theta_0 R/2$, и тогда

$$H = R \sin \varepsilon + \zeta' R^2 - \frac{\theta_0 R}{2}. \quad (1.26)$$

В подавляющем большинстве случаев, когда МРЛС наблюдает облака с опасными явлениями, отмечается нормальная рефракция [23]. Однако не исключено, что рефракция может оказаться повышенной или пониженной, и это приводит к трудно предсказуемым погрешностям в определении высоты облаков. При измерении высоты верхней границы радиоэха облаков на низкопотенциальных МРЛ иногда для большей однозначности определяется верхняя граница зоны радиоэха с z_0 равной 23 или 30 дБз. Определенные таким образом высоты заведомо меньше высоты верхней границы облаков.

1.1.4. Площадь радиоэха

Площадь радиоэха облаков и осадков S является одной из важнейших характеристик. Под S понимают:

площадь радиоэха облаков и осадков при заданном Π_m МРЛ;

площадь, радиоэха, на внешнем контуре которого задается величина z , равная обычно 23 или 30 дБз;

площадь «ядра радиоэха» — зона радиоэха, соответствующая области метеоцели с отражаемостью меньшей, чем максимальное ее значение, на 10—12 дБ.

1.2. Эффективный радиус обнаружения облаков и осадков

Более чем сорокалетний опыт применения РЛС для наблюдений за облаками и осадками позволил сформулировать достаточно четкие требования к некогерентным РЛС метеорологического назначения. Эти требования зависят как от решаемых МРЛ задач, так и от метеорологических условий распространения радиоволн в данном физико-географическом районе.

Наряду с Π_m , другой основной характеристикой МРЛ является эффективный радиус обнаружения метеоцели (атмосферного образования). Эффективный радиус $R_{\text{эф}}$ — это расстояние, на котором метеоцель обнаруживается МРЛ с вероятностью не менее 95 % (при отсутствии ослабления радиоволн в атмосфере между МРЛ и метеоцелью и при отсутствии углов закрытия за счет местных предметов в пункте установки МРЛ).

Задачи, решаемые с помощью МРЛ, можно условно разделить на следующие три группы: 1) штормовое оповещение, 2) измерение осадков и сопровождение работ по активным воздействиям, 3) наблюдение за параметрами недождевой облачности.

Каждая группа задач решается определенными МРЛ с оптимальным диапазоном длин волн и минимальным значением

Таблица 1.4

Эффективный радиус $R_{эф}$ обнаружения атмосферных образований для трех групп МРЛ

Группа МРЛ	λ см	Π_m мин дБ	$R_{эф}$ км
1	3—11,0	270	150—250
2	5,3—11,0	264	70—120
3	0,8—2,0*	280	30—70**

* Не включается длина волны $\lambda=1,35$ см, которая является резонансной для водяного пара.

** При отсутствии осадков, выпадающих над МРЛ или в непосредственной близости от него.

Таблица 1.5

Таблица основных параметров МРЛ

Наименование МРЛ	λ см	Π_m дБ	Π'_m дБ
МРЛ-2	3,2	283	53
МРЛ-5 (I канал)	3,2	293	59
МРЛ-5 (II канал)	10,0	280	55
AN-CPS-9	3,2	274/284	50/60
ANFPS-77	5,3	282	57
WS R-57	10,0	281	56
WS R-74 (I канал)	10,5	268/274	47/53
WS R-74 (II канал)	5,6	277	54

Таблица 1.6

Эффективный радиус радиолокационного обнаружения $R_{эф}$ облаков и связанных с ними явлений

Форма облаков	Явление	$R_{эф}$ км	
		Теплое полугодие	Холодное полугодие
Кучево-дождевые	Град, гроза, ливневой дождь или снег	150—200	50—90
Мощные кучевые	Без осадков	40—50	10—20
Слоисто-дождевые	Обложные осадки	90—120	60—70
Слоистые, слоисто-кучевые, высоко-слоистые	Обложные морозящие осадки	20—30	10—20

метеорологического потенциала Π_m (табл. 1.4). В табл. 1.4 значения Π_m рассчитаны в единицах СИ. Для огромного большинства МРЛ, которыми сейчас оснащена оперативная сеть МРЛ штормоповещения в нашей стране и за рубежом, выполняются требования, приведенные в табл. 1.4. Приведем сравнительную табл. 1.5 основных параметров МРЛ, результатами измерений на которых будем пользоваться в дальнейшем [26, 224]. В табл. 1.6 приведены значения $R_{эф}$ на примере отечественных МРЛ — МРЛ-1 и МРЛ-2 [23—26, 63, 136, 153, 164]. Как видно из этой таблицы, вероятность обнаружения облаков без осадков довольно резко падает с их удалением от МРЛ. При приведенных в данной таблице величинах $R_{эф}$ средняя вероятность обнаружения таких облаков составляет 75 %.

Существует ряд ограничений, которые снижают эффективность радиолокационного метода наблюдений облаков и осадков. К ним относятся следующие.

При наличии высоких местных предметов (здания, башни, горы, сопки) вокруг МРЛ создаются углы закрытия и увеличивается величина ε_{min} в формуле (1.25), а следовательно, возрастает минимальная высота обнаружения облачности. Облачность, находящуюся ниже нижней границы диаграммы направленности МРЛ, обнаружить невозможно.

Величина z_{min} при заданном Π_m и $(\bar{P}_{пр}/\bar{P}_{пр min}) = 1$ зависит от расстояния R . Облака с $z < z_{min}(R)$ не будут обнаруживаться МРЛ (см. табл. 1.2).

Из-за сильного ослабления радиоволн в осадках МРЛ с $\lambda < 6$ см может не обнаружить облака с $H > 6 \cdot 10^{-5} R^2$ и $z < z_{min}(R)$.

С увеличением R возрастает величина V (1.12) и уменьшается разрешающая способность МРЛ по угловым координатам, пропорциональная $\theta_0 R$. Отсюда возрастают погрешности измерений высоты и отражаемости радиоэха, что понижает достоверность радиолокационной информации.

1.3. Методика наблюдений и точность определения радиолокационных характеристик облаков и осадков

1.3.1. Измерение мощности отраженных сигналов и расчет z

Средняя мощность $\bar{P}_{пр}$ отраженных от облаков сигналов является результатом обратного рассеяния от многочисленных целей, хаотически распределенных в пространстве, которые находятся в беспорядочном движении. Величина $\bar{P}_{пр}$ равна сумме мощностей, отраженных отдельными рассеивателями (частицами облаков).

Динамический диапазон $\bar{P}_{пр}$ достигает 100 дБ, это требует использования в МРЛ приемников с логарифмической характеристикой. При регистрации сигналов, отраженных от радиолокационного объема (1.12), была определена плотность вероятности

величин P_j , которая следует закону Рэлея [3, 25, 60]. Рэлеевская плотность вероятности F описывается формулой

$$F(\ln P) = \frac{P}{\langle P \rangle} \exp\left(-\frac{P}{\langle P \rangle}\right), \quad (1.27)$$

где $\langle P \rangle$ — средняя мощность отраженного сигнала в выборке. Практический размах флуктуаций сигнала, отраженного от облаков, в пределах радиолокационного объема V достигает 35 дБ, т. е. может быть примерно на 10 дБ выше и на 25 дБ ниже $\langle P \rangle$.

При измерении отношения $\bar{P}_{\text{пр}}/\bar{P}_{\text{пр min}}$ необходимо учитывать, что только при идеальной логарифмической характеристике приемника справедливо соотношение

$$\lg \bar{P} = \overline{\lg P} + 2,5 \text{ дБ}. \quad (1.28)$$

Отсюда во всех измерениях для каждого МРЛ необходимо экспериментально определять $\lg \bar{P}/\overline{\lg P}$. Среднее значение $\bar{P}$ на выходе приемника в общем виде описывается формулой

$$\bar{P} = \int F(\ln P) \langle P \rangle d \ln P, \quad (1.29)$$

где $F(\ln P)$ определяется с помощью (1.27). Из (1.27) и (1.29) следует, что при числе отраженных от радиолокационного объема сигналов, равном 10^4 — 10^5 , величину $\bar{P}$ можно определить по величине P_{max} в выборке. При этом $\bar{P} = P_{\text{max}} - (10 \dots 11) \text{ дБ}$. Однако в условиях оперативных измерений $\bar{P}$ по всему полю радиоэха такое количество отраженных сигналов получить практически невозможно. Всегда приходится иметь дело с ограниченным количеством отраженных импульсов P_j . Теоретическая оценка погрешности измерений величины $\bar{P}$ производится по формуле

$$\pm \sigma_{\bar{P}} = \pm \frac{\sigma_{P_j}}{\sqrt{N_j}}, \quad (1.30)$$

где N_j — число отраженных сигналов, по которым оценивается среднее, σ_{P_j} — среднее квадратическое отклонение функции распределения P_j .

В работе [60] получена эмпирическая зависимость между величиной отклонений $\widetilde{\Delta P_j}$ и $\sigma_{\widetilde{\Delta P_j}}$ мощности отраженных сигналов от среднего $\langle P \rangle$ в выборке и величиной N_j :

$$\widetilde{\Delta P_j} = \frac{N_j}{0,9 + 0,13N_j}; \quad 4 \leq N_j \leq 128; \quad (1.31)$$

$$\sigma_{\widetilde{\Delta P_j}} = 2,06 - 0,004N_j + 1,337e^{-2 \lg N_j}, \quad 4 \leq N_j \leq 128. \quad (1.32)$$

Из (1.31) и (1.32) следует, что с увеличением числа независимых импульсов в выборке отраженных сигналов величина $\widetilde{\Delta P}_j$ возрастает, а среднее квадратичное отклонение убывает. В частности, при $N_j=128$, $\widetilde{\Delta P}_j=7,4$ дБ, а $\sigma_{\widetilde{\Delta P}_j}=1,6$ дБ. Зависимости (1.31) и (1.32) позволяют оценить динамический диапазон ошибок измерения P при использовании метода выборки максимума, который равен

$$\widetilde{\Delta P}_j \pm 2\sigma_{\widetilde{\Delta P}_j}. \quad (1.33)$$

Если производится измерение мощности сигналов, отраженных от объемов пространства, превышающих V , то общее число отраженных сигналов N'_j в объеме, образованном стробирующим импульсом $\tau_{\text{стр}}$ и θ_0 , равно

$$N'_j = \frac{\Delta R}{\tau_{\text{зонд}}} \frac{\theta_0 f}{\omega}, \quad (1.34)$$

где f — частота посылок МРЛ, ω — скорость вращения антенны, $\tau_{\text{зонд}}$ — длительность зондирующего импульса, $\Delta R = \frac{h}{2} \tau_{\text{стр}}$, $\tau_{\text{стр}}$ — длительность стробирующего импульса.

С учетом независимости импульсов и при условии, что среднее квадратическое отклонение должно быть меньше погрешности применяемых при калибровке МРЛ генераторов стандартных сигналов, оптимальное для осреднения значение N'_j необходимо выбирать исходя из следующего неравенства [60, 76]:

$$25 \leq N'_j \leq 36. \quad (1.35)$$

Это обеспечит при $N'_j=25$ $\sigma_P=1,12$ дБ; при $N'_j=36$ $\sigma_P=0,935$ дБ. Отсюда в режиме штормоповещения

$$\Delta R \sim \tau_{\text{стр}} \approx (2 \dots 4) \tau_{\text{зонд}}. \quad (1.36)$$

Большой размах распределения (1.27) означает, что надежные данные могут быть получены с помощью осреднения. Оно может быть выполнено путем интегрирования видеосигнала в объеме, равном длительности зондирующего или стробирующего импульса (временное интегрирование), либо за время существования сигнала (пространственное интегрирование), либо в результате комбинирования этих двух методов (пространственно-временное интегрирование по элементам $\Delta R \times \theta_0$). Такие интеграторы конструируют, используя аналоговые, цифровые или аналого-цифровые устройства. Цифровое интегрирование предусматривает перевод амплитудных выборок сигнала в код (в цифровую форму),

сложение в сумматоре с дальнейшим определением среднего. Аналоговое осреднение обычно производится стробированием отраженных сигналов в емкостных цепях с одновременным интегрированием по всему диапазону расстояний от МРЛ. Цифровое интегрирование обеспечивает более широкий динамический диапазон и большие возможности для дальнейшей обработки и представления сигналов. Свойствами интегрирования отраженных сигналов обладают некоторые типы электронно-лучевых трубок, применяемых в МРЛ в качестве индикаторов кругового обзора (ИКО) или дальность — высота (ИДВ).

Приведем алгоритмы измерения $\bar{P}$ устройствами, работающими по разным принципам [76].

Аналоговый способ. Осреднение производится на участке развертки ΔR за N'_j посылок:

$$\bar{P} \sim u_{\text{вых}} = \frac{1}{N'_j} \sum_{j=1}^{N'_j} \int_R^{R+\Delta R} u_{\text{вх}}(t) dR, \quad (1.37)$$

где $u_{\text{вых}}$ — напряжение на выходе аналогового измерительного устройства, $u_{\text{вх}}$ — напряжение на выходе логарифмического приемника и на входе измерительной системы, N'_j определяется по (1.34). Напряжение $u_{\text{вх}}$ связано с мощностью P_j на входе приемника через коэффициент пропорциональности K' соотношением

$$u_{\text{вх}} \approx K' \lg P_j. \quad (1.38)$$

Аналого-цифровой способ. Включает осреднение в стробе, квантование и осреднение по времени:

осреднение в стробе длительностью $\tau_{\text{стр}}$

$$u'_{\text{вых}} = \frac{1}{\tau_c} \int_0^{\tau_{\text{стр}}} u_{\text{вх}}(t) dt, \quad (1.39)$$

где τ_c — постоянная времени интегратора, определяемая из отношения $\tau_{\text{стр}}/\tau_c \leq 0,1$;

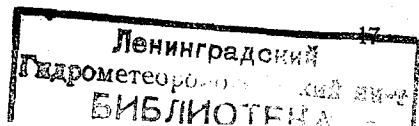
квантование (преобразование в цифру)

$$u'_{\text{вых}} = A_j q^* \pm \eta^* q^*, \quad (1.40)$$

где q^* — шаг квантования; A_j — код, соответствующий величине входного сигнала; $\eta^* = 0, \dots, 0,5$;

осреднение по времени и величина на выходе измерительной системы:

$$\bar{A}_t = \frac{\omega}{\theta_{0f}} \sum_{j=1}^{\theta_{0f}/\omega} A_j. \quad (1.41)$$



Таким образом, общий алгоритм аналого-цифрового способа осреднения без учета ошибки квантования η^* запишется в следующем виде:

$$\bar{A}_t = \frac{\omega}{\theta_0 f} \sum_{j=1}^{\theta_0 f / \omega} \frac{1}{\tau_c q^*} \int_0^{\tau_{\text{стр}}} u_{\text{вх}}(t) dt. \quad (1.42)$$

Выбор максимума. Лежит в основе работы системы изоэха [23]. Принятая в оперативной практике система изоэха со ступенями 6 дБ основана на принципе порогового ограничения видеосигнала снизу. Сигналы, превосходящие порог, в дальнейшем усиливаются и поступают на электронно-лучевую трубку ИКО. Отсчет измерений производится по пропаданию или появлению сигнала на ИКО и ИДВ. Система изоэха может быть построена и по промежуточной частоте приемника МРЛС.

Выбор максимума из N'_j независимых отраженных сигналов производится по формуле

$$P_{j \max} \sim u_{j \max} = \max \max \{u_j\}_{N'_j}. \quad (1.43)$$

Существуют системы изоэха с предварительным осреднением сигнала, когда сигнал поступает в пороговое устройство после осреднения. Отметим, что электронно-лучевые трубки МРЛ реагируют даже на один приходящий импульс.

Отражаемость z часто определяют по амплитуде отраженного сигнала на амплитудном индикаторе ИА (амплитуда—дальность) [20, 216]. Для этого на развертку ИА наносятся три линии: верхняя указывает насыщение приемника, нижняя — базовую линию для развертки ИА с выхода линейного приемника, средняя линия расположена выше базовой на 30—40 % всего диапазона измерений и представляет собой произвольный уровень. Этот уровень соответствует контрольному сигналу, равному —103 дБ/Вт, и устанавливается с помощью регулировки напряжения смещения или контроля усиления по промежуточной частоте. Отраженный сигнал, превышающий уровень —103 дБ/Вт, с помощью аттенюатора ослабляется до выбранного уровня.

Поскольку каждая из компонент (1.17) определяется независимо, при расчете z по этой формуле выражение для дисперсии σ_z^2 общей погрешности имеет вид

$$\sigma_{igz}^2 = \sigma_P^2 + \sigma_{\Pi_M}^2 + \sigma_{igR}^2. \quad (1.44)$$

При калибровке МРЛ по точечной цели, в которой участвуют все измерительные тракты МРЛ, максимальная погрешность определения Π_M или $3\sigma_{\Pi_M} = \pm 3$ дБ, или $3\sigma_{igR} = \pm 3$ дБ. В зависимости от метода и способа измерения $\bar{P}$ можно по-разному оценить σ_P^2 (1.30). Если при скорости вращения антенны 0,63 рад/с $\bar{P}$ измеряется по восьми импульсам, то в этом случае $2\sigma_{\bar{P}} \approx \pm 4$ дБ.

Как следует из (1.27) и (1.29), с вероятностью 95 % ошибка измерения средней мощности по неосредненному сигналу не превышает $\pm 2\sigma_{\bar{P}} = \pm 11,2$ дБ.

На точность измерения z , помимо ослабления радиолокационного сигнала на трассе распространения и способа регистрации принимаемых сигналов и их обработки, влияют калибровка систем измерения МРЛ и стабильность его технических характеристик. К этим факторам следует добавить значительные пространственные и временные неоднородности z , которые создаются отражающими частицами, обладающими сложной микроструктурой и большой временной изменчивостью параметров распределения.

Задача калибровки МРЛ заключается в определении его параметров, входящих в Π_m , и градуировке выходных каскадов приемника в единицах принимаемой мощности. Калибровку МРЛ можно проводить [7, 20, 24] следующим образом: путем прямого измерения его технических параметров, входящих в уравнение (1.14); с помощью эталонной цели с известным поперечным сечением обратного рассеяния; с помощью рупорной антенны со стандартным усилением; и, наконец, возможна относительная калибровка или контроль постоянства потенциала Π_m .

При калибровке с прямым измерением параметров МРЛ, которая применяется на МРЛ сети штормоповещения [63, 151], величина $\sigma_{\bar{P}}$ составляет ± 3 дБ. Точность измерения при таком способе в основном зависит от точности применяемого сигнал-генератора. Неконтролируемая ошибка может возникнуть при образовании конденсата в антенно-волноводном тракте и уменьшении его КПД.

Если в МРЛ применяются системы поддержания постоянства параметров, входящих в Π_m , то в этом случае относительные измерения z за различные интервалы времени определяются значительно точнее, чем абсолютные значения. Применение системы относительной калибровки в МРЛ позволило достигнуть точности калибровки в $\pm 0,5$ дБ за счет нестабильности Π_m МРЛ [151, 165].

При измерении z происходит пространственное осреднение в радиальном и тангенциальном направлениях [44, 60, 151]. Ошибка за счет такого осреднения зависит от соотношения между размерами неоднородностей z и размерами радиолокационного объема (1.12), возрастающего с увеличением дальности в тангенциальном направлении от МРЛ. Ошибка будет особенно заметна, если в радиолокационном объеме V существуют большие градиенты z .

Оценку погрешности ($\Delta \lg z$) в этом случае можно выполнить по формуле [157]

$$\Delta (\lg z) = 2 \lg \frac{R\theta_0}{r_0^*} + \lg \frac{(1 - e^{-\gamma_B r_0^*})}{(1 - e^{-\gamma_B r_0^{*,0.042R}})} + \lg \frac{(1 - e^{-\gamma_r r_0^*})}{(1 - e^{-\gamma_r r_0^{*,0.042R}})}, \quad (1.44a)$$

где γ_v , γ_r — вертикальный и горизонтальный градиенты z , θ_0 — ширина диаграммы направленности, r_0^* — размер неоднородности z . Из формулы (1.44а) следует, что при $\theta_0 = 44'$ и $r_0^* = 300$ м погрешность $\Delta \lg z$ имеет следующие значения:

$\Delta \lg z$	0,1—0,5	0,16—0,76	0,2—0,95
R км	100	150	200

Определение диаграммой направленности антенны областей с неравномерным распределением z всегда ведет к занижению $z_{\max}$ в облаке. При выбранных значениях θ_0 на расстоянии более 200 км от МРЛ проводить измерения z можно только с большими погрешностями, достигающими порядка измеряемой величины.

При использовании ветрозащитных укрытий антенн МРЛ (радиопрозрачных колпаков) необходимо учитывать потери на стенках укрытия. При отсутствии осадков коэффициент прохождения по мощности при нормальном падении волны на колпак составляет около 0,99 [151]. Величина ослабления сигнала зависит от толщины пленки воды, которая определяется интенсивностью осадков и физико-химическими свойствами наружной поверхности укрытия, или от толщины намерзшего слоя льда и снега. По оценке [151] для МРЛ с $\lambda = 3,2$ см при $I = 50$ мм/ч потери составляют приблизительно 2,5 дБ, а при намерзшем слое смеси снега и льда — 8 дБ.

Ко всем перечисленным источникам возможных ошибок измерения z необходимо добавить наличие аномальных условий распространения радиоволн. При работе с аппаратурой автоматической обработки отраженных сигналов ошибки могут возникать за счет пространственного осреднения отраженных сигналов в зонах облаков и осадков с большими градиентами отражаемости. Таким образом, при измерении z необходимо учитывать всю совокупность рассмотренных факторов. Следует также отметить, что чем меньше длина волны МРЛ, тем менее точна величина z облака, измеренная на МРЛ при прочих равных условиях.

Применяемые в настоящее время способы калибровки МРЛ и обработки отраженных сигналов не позволяют определять абсолютные значения z с погрешностью менее ± 3 дБ. В оперативных наблюдениях она может и превышать 3 дБ. Как при такой точности производят метеорологическую интерпретацию информации МРЛ, будет показано ниже.

1.3.2. Точность определения высоты облаков

Как и при измерении z , точность определения высоты облаков (H) на МРЛ зависит от многих факторов: технических параметров МРЛ, способов измерения высоты радиоэха и величин боковых лепестков антенны, структуры зоны отражаемости в верхней части облака. Последняя определяется распределением частиц в верхней части облака [24—26, 50, 53, 89, 155].

Наиболее критичными при измерении H являются точность горизонтирования антенной колонки и калибровка всех элементов привода антенны по углу возвышения ε . При выработке методики измерений H надо учитывать погрешности способа отсчета показаний на индикационных шкалах и устройствах, а также нелинейность разверток на индикаторах. Для достижения максимальной точности определения H на ИДВ необходимо, чтобы точность соответствия положения развертки на ИДВ с положением оси диаграммы направленности антенны была не ниже точности установки угла возвышения ε по шкале привода.

При дальности $R < 30$ км расчет средней квадратической ошибки $\Delta\varepsilon$ для установки угла возвышения ε можно провести по формуле

$$\Delta\varepsilon = \frac{\Delta H - \Delta R \sin \varepsilon}{R \cos \varepsilon}. \quad (1.45)$$

Задавая величину $\Delta\varepsilon$, можно по (1.45) определить ΔH . При оценке соответствия визуальных и радиолокационных величин H большое значение имеет способ отсчета наклонной дальности R до границы облачности с учетом нелинейности разверток индикаторов.

При оценке величины ΔH по (1.45) предполагается, что все измерения высоты границ и прослоек облачности приведены к оси диаграммы направленности антенны, а коэффициент ее заполнения отражающими частицами $K_{\text{зап}}$ равен единице. В реальных условиях, если значение Π'_m (1.18) достаточно велико (например, $\Pi'_m > 51$ дБ) и измеренное значение $\lg z$ больше $\lg z_{\min}(R)$, попадание нескольких крупных облачных частиц в радиолокационный объем при касании границ облака диаграммой направленности дает на экранах МРЛ хорошо различимое радиоэхо. Для слоистых облаков эти частицы обычно регистрируются ниже визуально видимой границы облака, а для конвективных за счет выброса крупных частиц восходящими потоками могут быть и выше.

Уменьшение $K_{\text{зап}}$ от 1 до 0,1 эквивалентно уменьшению Π_m на 10 дБ (1.14). Для уменьшения влияния $K_{\text{зап}}$ на точность измерения высоты границ и прослоек облаков и для большего соответствия границ радиоэха границам облаков в радиолокационные измерения обычно вводят поправку, равную $\pm(\theta_0 R/2)$. Тогда $H_{\text{вго}} = H_{\text{вго р/э}} - \theta_0 R/2$, а $H_{\text{нго}} = H_{\text{нго р/э}} + \theta_0 R/2$, где $H_{\text{вго}}$ — высота верхней границы облаков, $H_{\text{вго р/э}}$ — высота верхней границы радиоэха облаков, а величины $H_{\text{нго}}$ и $H_{\text{нго р/э}}$ относятся к нижней границе облаков [53].

Эти поправки необходимо вводить при условии, что во всем диапазоне расстояний измерения высоты границ облаков инструментальные ошибки, описываемые выражением (1.45), намного меньше абсолютных значений $\theta_0 R/2$. Например, при $\theta_0 = 12'$ в диа-

пазоне R от 1 до 20 км величина $\theta_0 R/2$ будет составлять от 1,7 до 34 м. Это значение намного меньше инструментальных ошибок ΔH при $\Delta \varepsilon = \pm 0,25^\circ$.

Таким образом, полученные с помощью МРЛ $H_{\text{ВГО } p/2}$ не всегда соответствуют значению $H_{\text{ВГО}}$. В каждом отдельном случае приходится делать тщательный анализ причин совпадения и несовпадения.

Проведем, следуя [89], анализ ошибок определения высоты верхней границы облака ΔH и оценим, как влияет на точность определения $H_{\text{ВГО}}$ при различных дальностях параметры МРЛ: потенциал P_m , длина волны λ и связанная с ней ширина главного лепестка диаграммы направленности, уровень боковых лепестков — и параметры облака: z_{max} , градиент отражаемости dz/dh на верхней границе облака. Под z_{max} здесь и в дальнейшем будем понимать максимальную отражаемость для данного облака.

Согласно выражению (1.44а), вследствие различных факторов, в том числе и конечной ширины диаграммы направленности, МРЛ фиксирует некое усредненное распределение отражаемости $z_{\text{эф}}(x, y)$ в вертикальном сечении xy при фиксированной дальности облака, которая связана с действительным распределением отражаемости $z(x, y)$ в облаке соотношением

$$z_{\text{эф}}(x, y) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} J^2(x - x', y - y') z(x', y') dx' dy'}{\int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} J^2(x', y') dx' dy'}. \quad (1.46)$$

Здесь J^2 характеризует распределение квадрата интенсивности поля, излучаемого антенной в сечении xy , которое можно для достаточно больших значений дальности считать радиально симметричным:

$$J^2 = J_{\text{гл}}^2 + J_{\text{бок}}^2, \quad (1.47)$$

где

$$J_{\text{гл}}^2 = e^{-\left(\frac{r^2}{r_0^2}\right)}, \quad J_{\text{бок}}^2 = A^* e^{-\left(\frac{(r-a^*)^2}{r_{a^*}^2}\right)}, \quad r = [(x - x')^2 + (y - y')^2]^{1/2}.$$

Выражение (1.47) соответствует осесимметричной диаграмме направленности, квадрат интенсивности поля которой с учетом основного и первого бокового лепестков имеет следующий вид:

$$\frac{G^2(\theta)}{G^2(0)} = e^{-5,6 \left(\frac{\theta}{\theta_0}\right)^2} + A^* e^{-22,4 \left(\frac{\theta - 2\theta_0}{\theta_0}\right)^2}. \quad (1.48)$$

Здесь θ_0 — ширина главного лепестка по уровню половинной мощ-

ности. Величина A^* характеризует уровень первого бокового лепестка. Соответственно в (1.47)

$$r_0 = R\theta_0/2,4, \quad a^* = 2R\theta_0, \quad r_{a^*} = r_0/2 = R\theta_0/4,8. \quad (1.49)$$

Характерные значения r_0 , a^* и r_{a^*} для МРЛ-2 приведены в табл. 1.7. Строго говоря, формула (1.47) справедлива, если луч МРЛ не касается поверхности Земли, что ограничивает рассмотрение метеорологических образований, расположенных достаточно высоко над поверхностью Земли — на высоте более

$$H = \left(\frac{R}{\sqrt{2a_{\text{эф}}}} - \sqrt{h_0} \right)^2 + \frac{R\theta_0}{2}. \quad (1.50)$$

Таблица 1.7

Размеры сечения луча антенны при различных значениях дальности R

R км	r_0 км	a^* км	r_{a^*} км
50	0,27	1,3	0,14
100	0,55	2,6	0,27
150	0,82	3,9	0,41
200	1,10	5,2	0,55
250	1,38	6,5	0,69
300	1,65	7,8	0,83

В (1.50) $a_{\text{эф}}$ — величина эффективного радиуса Земли (в случае стандартной рефракции $a_{\text{эф}} = 8500$ км); h_0 — высота расположения антенны МРЛ. При $\theta_0 = 44'$, $h_0 = 70$ м, $a_{\text{эф}} = 8500$ км, $R = 300$ км, согласно (1.50), $H \approx 6,1$ км.

В силу того что J^2 представлено в виде суммы $J_{\text{гл}}^2$ и $J_{\text{бок}}^2$, $z_{\text{эф}}(x, y)$ также выражается суммой вкладов главного $z_{\text{эф.гл}}$ и бокового $z_{\text{эф.бок}}$ лепестков.

Оценим аналитически

$$z_{\text{эф.гл}}(x, y) = \frac{\iint_{-\infty}^{\infty} J_{\text{гл}}^2(x-x', y-y') z(x', y') dx' dy'}{\iint_{-\infty}^{\infty} J^2(x', y') dx' dy'}. \quad (1.51)$$

Нетрудно показать, что

$$\iint_{-\infty}^{\infty} J^2 dx dy \approx \iint_{-\infty}^{\infty} J_{\text{гл}}^2 dx dy = \pi r_0^2.$$

При вычислении интеграла в числителе (1.51) будем считать облако однородным по горизонтальной координате y . Вертикаль-

ный профиль действительной отражаемости в облаке $z(x)$ зададим функцией следующего вида (рис. 1.1):

$$z = \begin{cases} z_{\max} & \text{при } x < 0, \\ z_{\max} \exp(-x^2/\rho^2) & \text{при } x > 0. \end{cases} \quad (1.52)$$

Анализ значений $z(h)$ реальных облаков, полученных в различных экспериментах [54, 62], показывает, что подавляющее большинство облаков имеет сравнительно плоскую вершину и убывание отражаемости вблизи верхней границы близко к гаус-

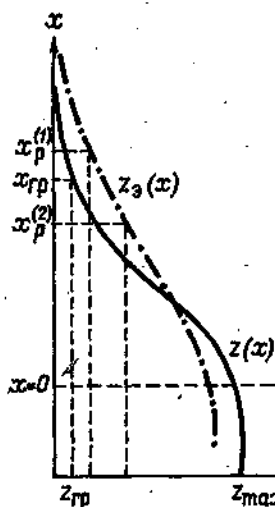


Рис. 1.1. Действительный $z(x)$ и усредненный МРЛ $z_0(x)$ профили отражаемости в облаке.

сову (а не к линейному и не экспоненциальному), что и было учтено при выборе аппроксимации (1.52).

Подставляя (1.47) и (1.52) в (1.51), получаем следующее выражение для $z_{эф. гл}$:

$$z_{эф. гл}(x) = \frac{z_{\max}}{2} \left\{ 1 - \Phi\left(\frac{x}{r_0}\right) + \frac{e^{-\frac{x^2}{\rho^2} \frac{1}{1+v^2}}}{\sqrt{1+v^2}} \times \right. \\ \left. \times \left[1 + \Phi\left(\frac{x}{r_0 \sqrt{1+v^2}}\right) \right] \right\}, \quad (1.53)$$

где

$$v = r_0/\rho, \quad \Phi(\xi) = 2/\pi \int_0^\xi e^{-t^2} dt.$$

Функция $\Phi(\xi)$ изменяется от 0 до 1 при увеличении ξ от 0 до ∞ и имеет асимптотическое представление

$$\Phi(\xi) = 1 - \frac{1}{\sqrt{\pi}} \frac{e^{-\xi^2}}{\xi} + \frac{1}{2\sqrt{\pi}} \frac{e^{-\xi^2}}{\xi^3} + \dots \quad (1.54)$$

при больших ξ .

При $x=0$

$$z_{\text{эф. гл}}(0) = \frac{z_{\text{max}}}{2} \left(1 + \frac{1}{\sqrt{1+v^2}} \right). \quad (1.55)$$

При $x \rightarrow \infty$

$$z_{\text{эф. гл}}(x) \approx z_{\text{max}} \frac{1}{\sqrt{1+v^2}} e^{-\frac{x^2}{\rho} \frac{1}{1+v^2}}. \quad (1.56)$$

Очевидно, что усредненный МРЛ профиль $z_{\text{эф}}(x)$ отличается от истинного большей сглаженностью и расплывчатостью границы облака (см. рис. 1.1). При этом искажение формы профиля, обусловленное конечной шириной луча возрастает с увеличением дальности R .

Пусть $x_{\text{гр}}$ — действительная граница облака, соответствующая условно выбранному уровню $z_{\text{гр}}$. Из (1.52) следует, что

$$x_{\text{гр}} = \rho \left[\ln \frac{z_{\text{max}}}{z_{\text{гр}}} \right]^{1/2}. \quad (1.57)$$

Граница облака x_p , формируемая МРЛ на расстоянии R , определяется как ордината точки пересечения профиля $z_{\text{эф}}(R)$ с прямой $z = z_{\text{min обн}}(\Pi_M, R) = R^2/\Pi_M$ и в зависимости от R и Π_M может быть как больше $x_{\text{гр}}(x_p^{(1)})$ на рис. 1.1), так и меньше $x_{\text{гр}}(x_p^{(2)})$ на рис. 1.1). Знак ошибки радиолокационного измерения границы облака $\Delta x = x_p - x_{\text{гр}}$ зависит от того, какой из эффектов превалирует: влияние конечной ширины луча, приводящее к систематическому завышению x_p , или влияние уменьшения чувствительности радиолокатора на больших расстояниях, приводящее к занижению x_p по сравнению с истинной границей $x_{\text{гр}}$. В общем случае величина x является весьма сложной функцией R , Π_M , ρ , z_{max} , $z_{\text{гр}}$ и $\theta_0(\lambda)$.

Для нахождения Δx необходимо определить x_p из трансцендентного уравнения

$$z_{\text{эф. гл}}(x_p) = z_{\text{min обн}}(R, \Pi_M). \quad (1.58)$$

При $\rho \rightarrow 0$ ($v \rightarrow \infty$), когда облако имеет очень резко очерченную границу,

$$z_{\text{эф. гл}}(x) \cong \frac{z_{\text{max}}}{2} \left[1 - \Phi \left(\frac{x}{r_0} \right) \right]. \quad (1.59)$$

В этом случае уравнение (1.58) следует решать графически.

В противоположной ситуации, когда v мало, можно приближенно считать, что при $x > r_0$ $z_{\text{эф. гл}}(x)$ описывается формулой (1.56) и для корня уравнения (1.58) имеем выражение

$$x_p = \rho \sqrt{1+v^2} \left[\ln \frac{z_{\text{max}}}{z_{\text{min обн}}(R, \Pi_M) \sqrt{1+v^2}} \right]^{1/2}. \quad (1.60)$$

При $v \approx 2 \dots 4$, когда выражение (1.53) не поддается упрощению, уравнение (1.58) решается только численно или графически.

При расчете $\Delta x = x_p - x_{гр}$ значения Π'_m (1.18) изменялись от 47 до 57 дБ — в пределах, характерных для МРЛ-2; значения θ_0 принимались равными 13' и 44'. Для определения области изменения параметров облаков z_{max} и ρ был произведен анализ данных радиолокационных наблюдений облачности в ближней зоне в Ленинградской области (п. Воейково) за 1976—1977 гг. Значение ρ оценивалось по величине градиента отражаемости на верхней границе облака: $\rho \approx z_{max} / \frac{dz}{dh}$. Гистограммы повторяемости различных значений ρ приведены на рис. 1.2, из которого следует,

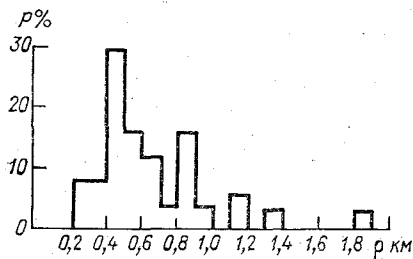


Рис. 1.2. Гистограмма повторяемости P различных значений ρ для облаков Ленинградской области (60 случаев).

что для Ленинградской области ρ изменяется от 0,2 до 2,5 км. При расчетах предполагалось, что $ig z_a \max$ изменяется от 1 до 3 (от 28 до 48 дБз), R — от 30 до 300 км, а под $z_{гр}$ подразумевалось значение $z_{min \text{ обн}}(\Pi_m, R=15 \text{ км})$.

Для $v = (r_0/\rho) < 3$ расчет Δx производился по формуле

$$\Delta x = 1,52 \left\{ \sqrt{1 + v^2} [\lg z_{max} - \lg z_{min \text{ обн}}(R, \Pi_m) - \lg \sqrt{1 + v^2}] - [\lg z_{max} - \lg z_{min \text{ обн}}(\Pi_m, R = 15 \text{ км})] \right\}, \quad (1.61)$$

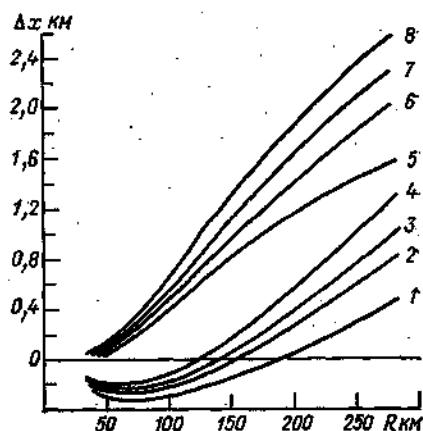
вытекающей из соотношений (1.57) и (1.60). Условие $v < 3$ выполняется при $\theta_0 = 13'$ практически на всех расстояниях вплоть до 300 км. Для МРЛ-2 неравенство $v < 3$, как следует из табл. 1.7, имеет место для $\rho = 0,2$ км лишь при $R < 100$ км, для $\rho = 0,4$ км — при $R < 200$ км. На расстоянии, превышающем указанные для заданных ρ , величина x_p находилась графически из соотношений (1.53) и (1.58). На рис. 1.3 изображены типичные кривые $\Delta x = \Delta x(R)$, из которых следует, что величина Δx определяется главным образом параметром ρ . С увеличением ρ алгебраическая величина Δx уменьшается. Поскольку, как было указано выше, параметр ρ обратно пропорционален градиенту отражаемости (dz/dh) на верхней границе облака, то при больших градиентах завышение высоты верхней границы облака больше. Величины z_{max} и Π_m влияют на Δx в гораздо меньшей степени. С увеличением z_{max} и Π_m величина Δx растет.

Оценим влияние бокового лепестка. Аналитические расчеты здесь провести практически невозможно, так как $z_{эф. \text{ бок}}$ сущест-

венным образом зависит от формы облака и распределения отражаемости в нем. Кроме того, на достаточно больших расстояниях необходимо учитывать отражения от Земли по боковому лепестку. На основе грубых допущений можно дать лишь верхнюю оценку $z_{\text{эф. бок.}}$. Действительно, можно условно считать, что влияние вклада бокового лепестка на точность измерения верхней границы об-

Рис. 1.3. Зависимости ошибки Δx от расстояния R для различных значений ρ , $\lg z_{\text{а max}}$ и $\Pi_{\text{м}}$.

Кривая	1	2	3	4	5	6	7	8
ρ км	1,0	1,0	1,0	1,0	0,4	0,4	0,4	0,4
$\lg z_{\text{а max}}$	2	2	3	3	2	2	3	3
$\Pi_{\text{м}}$ дБ	50	56	50	56	50	56	50	56



лака максимально при взаимном расположении границы облака и сечения диаграммы направленности, указанном на рис. 1.4. В этом положении главный лепесток дает уже пренебрежимо малый вклад в отраженный радиолокационный сигнал.

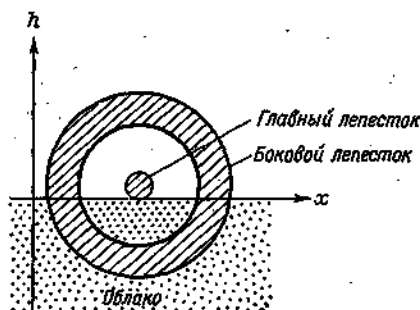


Рис. 1.4. Иллюстрация оценки влияния бокового лепестка на измерение Δx .

При оценке $z_{\text{эф. бок.}}$ для простоты предположим, что $z(x < 0, y) = z_{\text{max}} = \text{const}$. Тогда с учетом (1.47) и (1.49) получаем

$$z_{\text{эф. бок.}} \leq \frac{A^*}{2} z_{\text{max}} \frac{\int_0^{\infty} J_{\text{бок}}^2(r) r dr}{\int_0^{\infty} J_{\text{гл}}^2(r) r dr} = \sqrt{\pi} \frac{a^* r_0^*}{r_0^2} A^* z_{\text{max}} \approx 4,25 A^* z_{\text{max}}.$$

(1.62)

Следовательно, влияние бокового лепестка можно не учитывать, если

$$4,25A^*z_{\max} < z_{\min \text{ обн}}(R, \Pi_m). \quad (1.63)$$

При мощности излучения в боковом лепестке от -17 до -25 дБ относительно максимума в главном лепестке величина A^* изменяется от 10^{-5} до $4 \cdot 10^{-4}$. Для $A^* = 4 \cdot 10^{-4}$, $\lg z_{a \max}$, равном 2 или 38 дБ z , и $\Pi'_m = 47$ дБ неравенство выполняется при $R \geq 100$ км.

Проведенный анализ показывает, что определение ошибок измерения высоты облаков с помощью МРЛ лучше всего проводить экспериментально, сравнивая измерения на МРЛ и на самолете. Результатам таких совместных измерений посвящено много работ, обобщенных в монографиях [24—26, 28].

Для каждого МРЛ (см. табл. 1.5) существуют свои характерные ошибки определения высоты облаков в пределах эффективных радиусов их обнаружения. В частности, для МРЛ-2 средние вероятные ошибки определения верхних границ кучево-дождевых облаков с опасными явлениями составляют $\pm 0,51$ км в радиусе 150 км, а для всех остальных форм облаков $\pm (0,54 \dots 0,6)$ км в радиусе 20 км. Максимальные ошибки могут превышать их в три раза. Повторяемость ошибок будет также зависеть от повторяемости микро- и макроструктуры облачности в районе наблюдений.

Целесообразность той или иной методики измерения H проверяется на практике. Как известно [23], в радиусе 50 км H определяется с помощью ИДВ МРЛ, в радиусе 40—200 км — с помощью ИКО. В качестве критерия надежности измерений H можно использовать среднее значение высоты радиоэха гроз $\bar{H}$ по 50-километровым интервалам ($\bar{H}_K$) [71]. Было проведено 5685 измерений; отношение $(\bar{H}_K/\bar{H}_{50})$ ($\bar{H}_{50}$ — среднее значение в первом ($K=1$) 50-километровом интервале; $K=2, 3, 4$ соответствуют измерениям на ИКО от 50 до 200 км) изменялось от 0 до 3 % для всех четырех интервалов дальности.

В табл. 1.8 для иллюстрации этого положения приведены данные о средней высоте H и отражаемости $\lg z_3$ гроз (в слое от 3 до 5 км) для трех радиусов обзора 40, 100 и 180 км, а также средние квадратические отклонения (СКО) и коэффициенты вариации (K_v). Из табл. 1.8 видно, что увеличение радиуса обзора слабо сказывается на среднем значении распределения высоты и отражаемости гроз.

По-видимому, при потенциале МРЛ $\Pi'_m \geq 50$ дБ применяемая методика измерений H [23] удовлетворительно разрешает противоречие между эффектом конечной ширины диаграммы направленности $\theta_0 R$ (завышение H) и уменьшением $z_{\min}(R)$ (занижение H), на которые накладываются эффекты ослабления радиоволн в осадках. Ослабление радиоволн в осадках зависит от повторяемости интенсивных осадков в месте размещения МРЛ.

Изменение средних значений максимальной высоты радиоэха гроз H и логарифма отражаемости в слое от 3 до 5 км $\lg z_3$ в зависимости от радиуса обзора МРЛ

Характеристика	Радиус обзора, км					
	40	100	180	40	100	180
	$\bar{H}_{\text{км}}$			$\lg z_3$		
Среднее	9,2	9,0	8,9	2,12	2,17	2,18
СКО	1,84	1,87	1,86	0,76	0,75	0,72
K_0	0,20	0,21	0,21	0,36	0,34	0,33
Количество случаев	2645	8882	18 197	2645	8882	18 197

Отношение $\bar{H}_K/\bar{H}_{50}$ оказалось хорошим показателем оценки работоспособности МРЛ; при $\Pi'_M < 47$ дБ это отношение убывает до 12 %.

1.4. Классификация облаков и осадков по их радиолокационным характеристикам и ее связь с данными наземных визуальных наблюдений

Сравнение большого количества фотографий радиоэха ИДВ с данными метеорологических наблюдений за формами облаков позволило определить форму радиоэха, соответствующую каждой форме облаков. Представленные на рис. 1.5 и 1.6 картины радиоэха являются наиболее типичными для каждой указанной формы облаков. Облака слоисто-кучевые (Sc) и высоко-кучевые Ac как в теплую, так и в холодную половину года создают радиоэхо в виде сплошной полосы, которая по мере увеличения расстояния может приобретать ячеистую структуру. Облака слоистые (St), высоко-слоистые (As) и перистые Ci также имеют радиоэхо в виде сплошной полосы. Слоисто-дождевым облакам соответствует радиоэхо в виде сплошной области, а кучево-дождевым (Cb) и мощным кучевым (Cu cong.) облакам — в виде вертикально вытянутых «столбов».

Из вышесказанного следует, что картины радиоэха различных облаков не всегда являются отличительным признаком их формы; очевидно, необходимы геометрические характеристики. Ими могут служить высота верхней и нижней границы радиоэха или его вертикальная мощность. Высота нижней кромки радиоэха не всегда соответствует визуально определяемой нижней границе облаков из-за выпадения из облаков отдельных крупных частиц [15, 28, 50, 51], что часто приводит к занижению нижней границы облаков по сравнению с визуальной или к невозможности измерить высоту нижней границы облаков радиолокационным способом.

Выпадение крупных частиц при наличии облаков нижнего яруса приводит к тому, что радиоэхо распространяется до Земли, а в случае облаков среднего и верхнего ярусов — до верхней границы нижележащего слоя [127].

Экспериментальная оценка возможности измерения нижней границы облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов составила 0,3; 0,8 и 0,9 соответственно [110, 112].

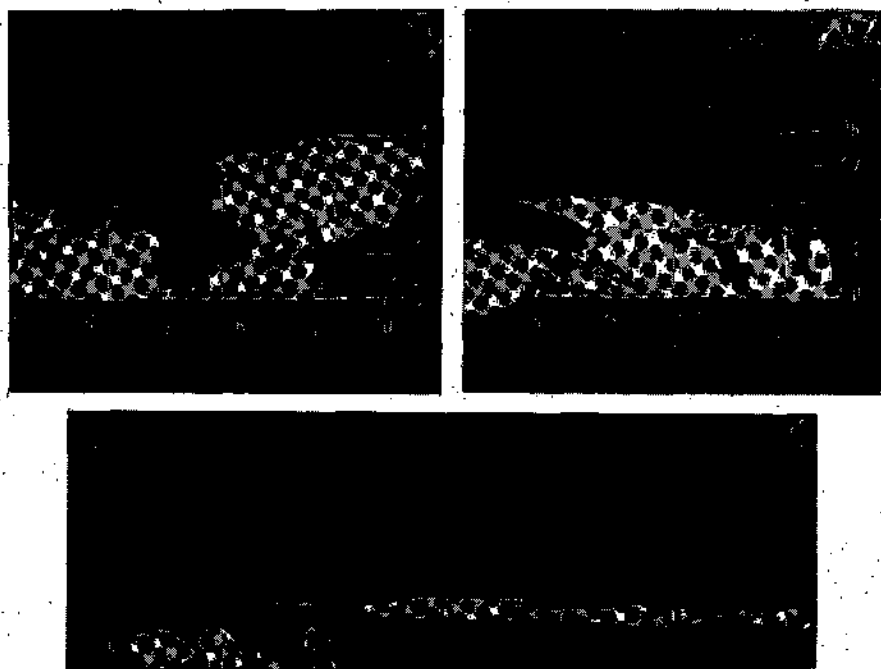


Рис. 1.5. Типичные картины радиоэха конвективных облаков в летний период (вверху) и в зимний период (внизу).

Для двух наиболее трудно распознаваемых форм облаков — N_s и C_b — ни одна из характеристик геометрических размеров радиоэха не является однозначным признаком для определения формы облаков, так как функции их распределения взаимно пересекаются. Для пяти вышеуказанных классов облаков в летний и зимний периоды были получены вертикальные профили отражаемости $z(H)$ и статистические ряды измерения $\lg z$ в четырех слоях: 0—2, 2—4, 4—6 и 6—8 км. Численные характеристики этих параметров $\lg z_{ai}$ и $\sigma_{\lg z_{ai}}$ представлены в табл. 1.9.

Специфика микроструктуры облаков зимой приводит к тому, что их отражаемость в это время на 2—3 порядка меньше по сравнению с отражаемостью облаков в летний период [112, 114].

Это может быть вызвано уменьшением размеров рассеивающих частиц и водности облаков. В табл. 1.10 представлены доверительные интервалы J_β , соответствующие доверительной вероятности $\beta=0,8$, радиолокационной отражаемости для всех форм облаков в летний и зимний периоды.

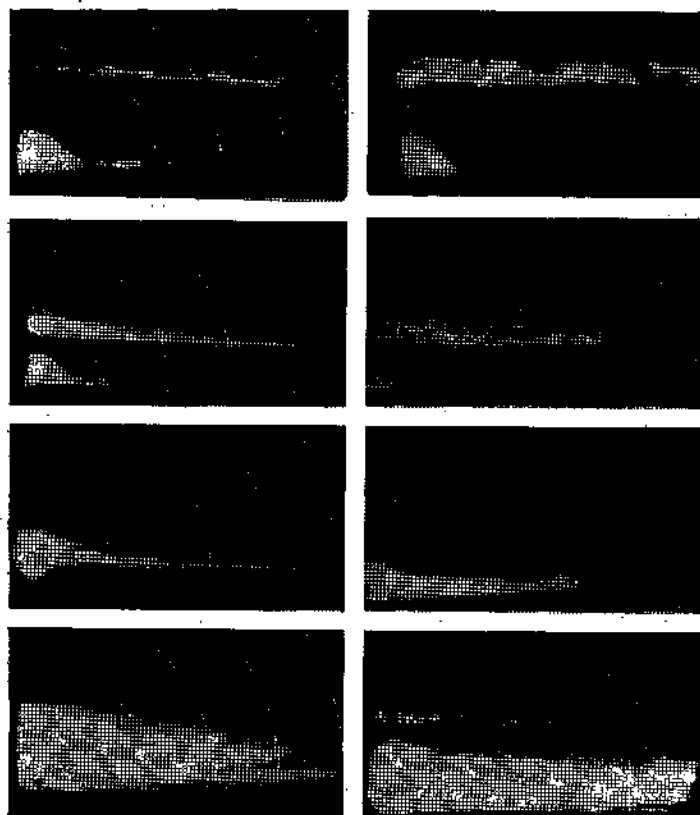


Рис. 1.6. Типичные картины радиозеха различных форм облаков в летний период (слева), в зимний период (справа).

В отличие от облаков верхнего яруса для облаков среднего яруса характерно большое значение дисперсии $\sigma^2(z)$ отражаемости. Увеличение дисперсии является следствием фазовой неоднородности облаков среднего яруса, в которых, наряду с переохлажденными каплями, присутствуют ледяные частицы [15, 28].

Из сказанного следует, что единственное значение отражаемости в произвольной точке облака не может служить признаком формы облаков вследствие широкого диапазона интенсивности радиозеха и большой его неоднородности в пространстве. Даже такие, казалось бы, однородные по горизонтали облака, как высоко-слоистые (As) и слоисто-дождевые (Ns), дают радиозеху очаговой

**Статистические характеристики распределения отражаемости
в слоях 0—2, 2—4, 4—6 и 6—8 км**

Форма облаков	$M(\lg z_1)$	$D(\lg z_1)$	$M(\lg z_2)$	$D(\lg z_2)$	$M(\lg z_3)$	$D(\lg z_3)$	$M(\lg z_4)$	$D(\lg z_4)$
<i>Летний период</i>								
Cb	2,5	0,6	2,5	0,6	2,0	0,6	0,7	1,1
Ns	1,2	1,1	2,0	0,4	0,3	0,8	—	—
Cl	—	—	—	—	—1,9	0,5	—1,9	0,5
As	—	—	0,3	0,8	0,3	0,8	—	—
St, Sc	0,3	1,4	—	—	—	—	—	—
<i>Зимний период</i>								
Cb	1,2	0,5	0,5	1,2	—1,8	1,1	—	—
Ns	0,1	0,5	—1,3	1,0	—2,3	0,9	—	—
Cl	—	—	—	—	—1,6	0,4	—	—
Ac	—	—	—1,1	0,4	—1,1	0,4	—	—
St, Sc	—1,6	1,2	—	—	—	—	—	—

Примечание. M — среднее значение величины, D — дисперсия.

Таблица 1.10

**Доверительные интервалы J_β , соответствующие доверительной вероятности
 $\beta=0,8$, радиолокационной отражаемости для всех форм облаков в летний
и зимний периоды**

Форма облаков	$\lg z$	Лето		Зима	
		$M(\lg z_a)$	J_β	$M(\lg z_a)$	J_β
Cb	$\lg z_1$	2,5	3,5...1,5	1,2	2,1...0,3
	$\lg z_2$	2,5	3,5...1,5	0,5	1,9... —0,9
	$\lg z_3$	2,0	3,0...1,0	—1,8	—0,4... —3,1
	$\lg z_4$	0,7	2,1... —0,7		
Ns	$\lg z_1$	1,2	2,6... —0,2	0,1	1,0... —0,8
	$\lg z_2$	2,0	2,8...1,2	—1,3	0,0... —2,6
	$\lg z_3$	0,3	1,5... —0,9	—2,3	—1,1... —3,5
	$\lg z_4$				
Cl	$\lg z_1$				
	$\lg z_2$				
	$\lg z_3$	—1,9	—1,0... —2,8	—1,6	—0,8... —2,4
	$\lg z_4$	—1,9	—1,0... —2,8	—	—
Ac	$\lg z_1$				
	$\lg z_2$	0,3	1,5... —0,9	—1,1	—0,3... —1,9
	$\lg z_3$	0,3	1,5... —0,9	—1,1	—0,3... —1,9
	$\lg z_4$				
St, Sc	$\lg z_1$	0,3	1,9... —1,3	—1,6	—0,2... —3,0
	$\lg z_2$				
	$\lg z_3$				
	$\lg z_4$				

структуры при введении ослабления в тракт приемника МРЛС. Это достаточно убедительно иллюстрируется расчетом пространственных автокорреляционных функций отражаемости z на уровне их максимальных значений для облаков Ns, As, Cb. За радиус корреляции было принято значение $K_{\text{кор}}$ при $\rho(K_{\text{кор}}) = 0,05$. Полученный результат расчета можно представить в следующем виде:

Форма облаков	Cb	Ns	As
R км	$1,2 \pm 0,6$	$3,0 \pm 0,3$	$3,3 \pm 0,3$

Надежным радиолокационным признаком формы облаков является вертикальный профиль отражаемости $z(h)$, характеризующий основные закономерности интегральной микроструктуры облака, а следовательно, и физические процессы его образования. Для выявления общих и наиболее типичных закономерностей в распределении $z(h)$ в облаках совокупность вертикальных профилей по каждой из форм подвергалась обработке, позволяющей получить осредненный вертикальный профиль [109, 110]. Профиль $z(h)$ можно получить разными способами, например, как средний арифметический. Такой способ подробнее изложен в главе 7. В этом параграфе используется метод подобия, который заключается в следующем. За центр подобия в летних кучевых облаках принимается уровень нулевой изотермы, выше и ниже которого каждое из облаков, независимо от его вертикальной мощности, разбивается на пять равных слоев. Для всех других форм облаков летнего и зимнего периодов разбивается все облако — от основания до вершины. Осреднению подвергались значения z в слоях различных облаков с одинаковым номером, принадлежащих одним и тем же формам. Аналогичным способом осреднялись и высоты соответствующих слоев.

На рис. 1.7 приведены осредненные вертикальные профили отражаемости для различных форм облаков. Вертикальные профили всех облаков, исключая облака вертикального развития, можно разделить на три основных типа. Для первого из них характерно незначительное изменение отражаемости с высотой, лежащее в пределах возможных погрешностей измерений интенсивности радиозаха. Такой вид профиля характерен для облаков с однородной по вертикали микроструктурой, какими являются St и Ci. Известно, что облака этих форм не содержат, как правило, крупных частиц и фазовый состав их сравнительно однороден.

Второй тип профиля — четко выраженный максимум z на высоте, близкой к уровню нулевой изотермы, характерен для слоисто-дождевых облаков (Ns). Наличие максимума в слое таяния обусловлено увеличением отражения от снежинок и кристаллов за счет их обводнения в процессе таяния [28]. Уменьшение z ниже нулевой изотермы связано с уменьшением количества растаявших частиц, вызванным большими скоростями падения капель, чем обводненных снежинок и кристаллов [3, 6, 24, 28].

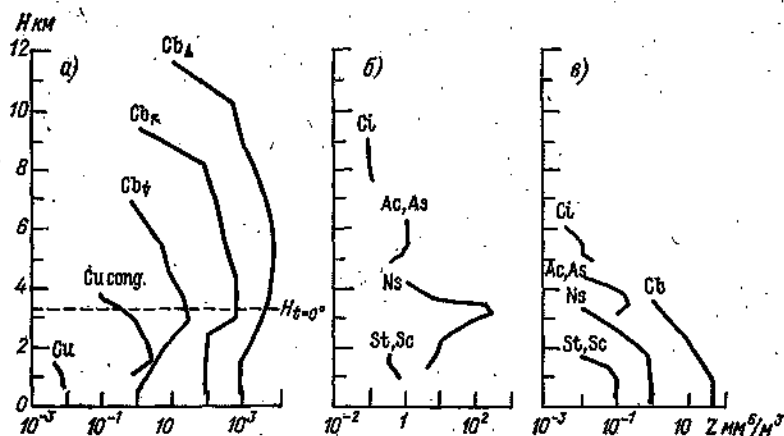


Рис. 1.7. Вертикальное распределение отражаемости z_a в облаках.

а — облака вертикального развития в летний период, б — верхнего, среднего и нижнего ярусов в летний период, в — вертикального развития и верхнего, среднего и нижнего ярусов в зимний период.

Таблица 1.11

Классификация основных типов облаков по радиолокационным признакам на ИДВ на расстоянии до 40 км

Форма облаков	Картина (форма) радиозонда облаков на ИДВ	Диапазон вероятных значений высоты границы радиозонда, км		Вертикальный профиль отражаемости	$\lg z_a$
		НГ	ВГ		
St, Sc	Сплошная полоса, которая для Sc по мере увеличения расстояния приобретает ячеистую структуру	0,1—1,5	0,8—2,3	Незначительные изменения с высотой	—3... 1,5
As, Ac	Сплошная полоса, которая для Ac по мере увеличения расстояния приобретает ячеистую структуру	2,5—5	3,5—7	То же	—3... 1,5 для As —3... 0 для Ac
Ci	Полоса с игольчатой структурой	5—7	6—10	„	—3... 0
Ns — As	Сплошная область	От земли	3—9	Четко выраженный максимум на высоте, близкой к уровню изотермы 0°C	—1... 4
Cu cong. Cb	Вертикально вытянутые «столбы»	От земли	4—12 и более	Незначительное изменение выше уровня изотермы 0°C	—1,5... 5

Третий тип профиля специфичен для облаков As и характеризуется незначительным увеличением z в средней части облака. Повидимому, появление максимума z связано с присутствием в этой части облака более крупных отражающих частиц [15—17].

По сравнению с летним периодом зимой изменение отражаемости с высотой для всех форм облаков менее существенно, что свидетельствует о сравнительно большей однородности микроструктуры облаков в этот период.

Таким образом, для радиолокационной классификации облаков в ближней зоне можно применить метод детерминированных описаний радиолокационных характеристик отдельных классов облаков. Такие описания представлены в табл. 1.11.

При наблюдениях в дальней зоне (на ИКО) характер облачной системы определяется совокупностью отдельных облачных форм и особенностями их распределения в пространстве. Существование связей между геометрическими размерами облаков и размерами их радиозаха на ИКО, а также между микроструктурой облаков и интенсивностью радиозаха дает основание использовать особенности пространственного распределения радиолокационных характеристик для определения типа облачной системы. Для этого служат следующие признаки:

- распределение радиозаха по площади, наблюдаемой на ИКО;
- пространственное распределение высоты верхней границы радиозаха, представленное в виде карты;

- пространственное распределение отражаемости на наиболее характерном уровне, расположенном на 2 км выше нулевой изотермы, представленное в виде соответствующей карты.

Радиолокационные наблюдения за различными облачными системами позволили классифицировать основные типы облачных систем по указанным радиолокационным признакам (табл. 1.12).

Картина облачной системы As—Ns на ИКО под оптимальным углом возвышения антенны имеет вид большой области радиозаха без резко очерченных границ (рис. 1.8). Такой вид радиозаха объясняется тем, что данная система, связанная с атмосферными фронтами, представляет собой сплошной массив облачности, простирающейся обычно на несколько сотен километров. Высота верхней границы облачной системы As—Ns примерно постоянна для всей системы. Распределение высоты верхней границы радиозаха следующее: при одинаковой дальности поле высоты верхней границы радиозаха однородно, но по мере увеличения дальности высота радиозаха убывает. Это объясняется особенностью вертикального распределения отражаемости в облаках типа Ns, влиянием конечного значения метеорологического потенциала Π_m и кривизной Земли. В результате начиная с некоторого расстояния от МРЛС верхняя часть облака, отражаемость которой мала, радиолокатором не обнаруживается.

Картина радиозаха облачной системы As—Cb—As на ИКО под оптимальным углом возвышения антенны имеет вид полосы или нескольких полос. Это обусловлено тем, что данная система,

связанная с атмосферными фронтами, представляет собой гряду кучево-дождевых облаков, сопровождаемую облаками среднего яруса типа As, Ac. При больших углах возвышения антенны радиозоха данной системы имеет вид «пелены» до расстояний, на которых обнаруживаются As, Ac, так как оно создается не только конвективными облаками, но и облаками среднего яруса. Во время наблюдений на МРЛ конвективные облака в системе As—Cb—Ac находятся на разных стадиях развития.

Этим обстоятельством объясняется неоднородный характер поля высоты верхней границы данной облачности.

Картина радиозоха облачной системы As—Ns—Cb на ИКО под оптимальным углом возвышения антенны представляет собой большую область без резко очерченных границ, которая по мере увеличения расстояния (более 100—150 км) может переходить в отдельные полосы или ячейки. На расстоянии свыше 100—150 км обычно наблюдаются только Cb.

Следует ожидать, что интенсивность конвекции в радиусе наблюдений будет в значительной мере определять и пространственное распределение высоты верхней границы радиозоха Cb. При слабо развитой конвекции верхняя граница облачного массива располагается на одинаковой высоте. В этом случае, как уже отмечалось, следует ожидать монотонного понижения верхней границы радиозоха с увеличением расстояния. При сильно развитой конвекции и формировании кучево-дождевых облаков отмечается



Рис. 1.8. Картины радиозоха различных облачных систем, наблюдаемые на ИКО.

неоднородное поле высоты верхней границы радиозоха даже на одинаковых расстояниях. В связи с тем, что вертикальное распределение отражаемости существенно различно в облаках Cb и Ns, неоднородно и само поле отражаемости выше H_0 .

Облачные системы St—Sc—Ac, возникающие в теплой устойчивой воздушной массе, как известно, представляют собой сплошной массив облаков, простирающихся по горизонтали на сотни

Классификация основных типов облачных систем по радиолокационным признакам на ИКО

Тип облачной системы	Характер распределения радиоэха по площади	Характер распределения высоты границы радиоэха	Характер распределения отражаемости радиоэха
As—Ns	Большая область без резко очерченных границ *	Однородное поле на разных расстояниях с монотонным уменьшением $H_{\max}$ по мере увеличения дальности	Однородное поле: $\lg z_a = -1 \dots 1$
As—Cb—Ac	Полоса или несколько полос *	Неоднородное поле: $H_{\max} = 5 \dots 13$ км	Неоднородное поле: $\lg z_a = 1 \dots 5$
As—Ns—Cb	Большая область без резко очерченных границ, которая по мере увеличения расстояния переходит в отдельные небольшие полосы или ячейки *	Два вида распределения: однородное поле на разных расстояниях с монотонным уменьшением $H_{\max}$ по мере увеличения расстояния; $H_{\max} = 5 \dots 9$ км неоднородное поле на одинаковых расстояниях: $H_{\max} = 5 \dots 13$ км	Неоднородное поле: $\lg z_a = -1 \dots 5$
St, Sc Ac	Отдельные или концентрические кольца **	Однородное поле: $H_{\max} = 1 \dots 6$ км	Однородное поле: $\lg z_a = -3 \dots 0$
Cu cong., Cb	Хаотически разбросанные ячейки или полосы	Неоднородное поле: $H_{\max} = 5 \dots 13$ км	Неоднородное поле: $\lg z_a = 1 \dots 5$

* Под оптимальным углом возвышения антенны (под углом, при котором на экране индикатора наблюдается наибольшая площадь радиоэха).

** Под меняющимся углом возвышения антенны.

и даже тысячи километров. Однако в силу незначительной отражаемости таких облаков появление радиоэха от них возможно только на расстояниях, не превышающих 100 км. На ИКО радиоэхо таких облаков под меняющимися углами возвышения антенны имеет вид отдельных или концентрических колец (см. рис. 1.8). В первом случае такая картина характеризует одноярусную облачность, во втором — многоярусную. Высота верхней границы данного облачного массива примерно постоянна, а поскольку дальность обнаружения этих облаков невелика, высота верхней границы радиоэха также мало изменяется в пространстве. Аналогичный ход имеет и поле отражаемости.

Картина радиоэха облаков неустойчивой холодной массы типа Cu cong., Cb на ИКО при наблюдении под оптимальным углом возвышения представляет собой хаотически разбросанные ячейки или локальные полосы (см. рис. 1.8).

Из сказанного следует, что для определения типа облачной системы в ряде случаев достаточно использовать особенности пространственного распределения одного из радиолокационных

признаков — площади, высоты или отражаемости. Так, для облачных систем типа As—Cb—Ac; St—Sc—Ac и Cu cong., Cb однозначным признаком определения их типа является картина распределения радиоэха на площади. Однако для систем As—Ns, As—Ns—Cb этот признак является недостаточным. В этом случае для анализа необходимо привлекать дополнительную информацию в виде карты распределения высоты радиоэха. Часто можно ограничиться этими двумя признаками, например когда поле высоты неоднородно даже при одинаковой дальности. Такое распределение высоты при наличии соответствующих картин ИКО характерно только для системы As—Ns—Cb, но нередко картины распределения высоты в системах As—Ns и As—Ns—Cb бывают идентичны, т. е. высота верхней границы радиоэха убывает с расстоянием. В этих случаях следует использовать третий признак — картину распределения отражаемости, которая, как уже указывалось, позволит практически однозначно дифференцировать систему As—Ns—Cb от системы As—Ns.

Глава 2

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЖИДКИХ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ МРЛ

2.1. Радиолокационная отражаемость и интенсивность осадков

2.1.1. Краткие сведения об осадках

Зона осадков характеризуется рядом параметров: формой, размерами, скоростью перемещения, временем жизни, фазой развития, структурой. По синоптическим признакам осадки делятся на фронтальные и внутримассовые; последние в свою очередь подразделяются на грозовые, ливневые и обложные. По структуре осадки подразделяются на ячеистые, многоячеистые и полосообразные [2, 8, 9, 13, 14, 27, 54, 194, 198].

В исследованиях по радиолокационной метеорологии к осадкам синоптического масштаба относят осадки, выпадающие на площади более 10^4 км², время прохождения которых над дождемером достигает 10 ч. Мезомасштабными считаются зоны осадков протяженностью 50—80 км и площадью от 10^3 до 10^4 км², время прохождения которых над дождемером составляет от 1 до 2 ч. За ячейки осадков принимают небольшие зоны протяженностью 1—4 км и площадью от 1 до 10 км², из которых выпадают ливни длительностью в несколько минут. Почти все тропические дожди и примерно половина дождей в умеренных широтах обусловлены ячеистой конвекцией (см. главу 6).

Интенсивность осадков I на данном уровне, т. е. масса воды, падающая сквозь единичную площадку в единицу времени, зависит от концентрации дождевых капель, спектра их размеров и скорости падения относительно Земли. Интенсивность осадков зависит от времени и от места выпадения:

$$I(x, y, t) = \frac{\pi}{6} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N(x, y, t, D) [v(D) - u^*(x, y, t)] dD, \quad (2.1)$$

где $v(D)$ — скорость установившегося падения капель, $u^*(x, y, t)$ — вертикальная скорость воздушных потоков (положительная для восходящих потоков), $D_{\max}$ и $D_{\min}$ — максимальный и минимальный диаметр капель в осадках, $N(x, y, t, D)$ — функция распределения частиц осадков в единице объема воздуха по диаметрам D .

Это определение обычно значительно упрощают для практических расчетов, принимая осадки однородными в пространстве и времени, а $u^* = 0$. Тогда, полагая $v \approx D^\beta$, где β — параметр, зависящий от размеров частиц [7], получаем:

$$I = \frac{\pi}{6} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^{3+\beta} N(D) dD. \quad (2.1a)$$

Количество атмосферных осадков характеризуется их суммой Q (мм). Сумма осадков [13, 14] «измеряется высотой слоя воды, который образовался бы на участке горизонтальной поверхности непосредственно или в результате таяния кристаллов льда при условии, что вода не стекает, не испаряется и не просачивается через поверхность»:

$$Q = \int_{t_1}^{t_2} I(t) dt, \quad (2.2)$$

где t_1 и t_2 — время начала и окончания выпадения осадков.

За обложные обычно принимают осадки с I от 0,6 до 3,0 мм/ч, за ливневые — с $I > 3$ мм/ч. В качестве характеристики осадков можно использовать среднюю ($I_{\text{ср}}$) и максимальную (I_{max}) интенсивность за дождь. Все эти величины, а также Q связаны между собой [2] (табл. 2.1).

В [55] показано, что наиболее подходящей для выравнивания эмпирических распределений вероятности Q , I_{max} и $I_{\text{ср}}$ дождей различной продолжительности является кривая Пирсона III типа (формула (7.2)). С учетом признаков ряда и внешнего вида эмпирических распределений для описания статистической зависимости между $I_{\text{ср}}$, I_{max} и Q наиболее пригодной оказалась степенная функция типа

$$y = A^* x^m.$$

Таблица 2.1

Статистические параметры распределений количества осадков Q ; их средней $I_{\text{ср}}$ и максимальной $I_{\text{мах}}$ интенсивности за дождь для осадков разной продолжительности по данным Валдайского ливнемерного куста

Параметр	$I_{\text{ср}}$ мм/мин			$I_{\text{мах}}$ мм/мин			Q мм		
	≤ 1 ч	1...3 ч	≥ 3 ч	≤ 1 ч	1...3 ч	≥ 3 ч	≤ 1 ч	1...3 ч	≥ 3 ч
Количество дождей	4319	1937	1861	4319	1937	1861	4319	1937	1861
Среднее значение	0,038	0,026	0,02	0,115	0,182	0,19	0,74	2,1	6,02
Максимальное значение	1,4	0,28	0,8	3,9	5,8	3,7	21,0	56,0	62,4
Среднее квадратическое отклонение	0,059	0,026	0,025	0,264	0,393	0,31	1,34	2,97	6,13
Коэффициент асимметрии	1,53	1,02	1,24	2,28	2,16	1,62	1,82	1,42	1,02
Коэффициент вариации	7,31	3,43	—	6,13	5,63	—	5,9	5,73	—
Экспесс	105	17,42	—	55,7	52,3	—	53,3	64,7	—

Таблица 2.2

Соотношения между средней ($I_{\text{ср}}$) и максимальной ($I_{\text{мах}}$) интенсивностью осадков и их количеством Q для осадков различной продолжительности ($y = Ax^m$)

y	Продолжительность дождя, ч		
	≤ 1	1-3	≥ 3
$I_{\text{мах}}$ мм/мин	8,18/ $^{1,46}_{\text{ср}}$	148,94/ $^{2,07}_{\text{ср}}$	89,04/ $^{1,71}_{\text{ср}}$
Q мм	1,93/ $^{0,58}_{\text{мах}}$	7,02/ $^{0,42}_{\text{мах}}$	13,46/ $^{0,38}_{\text{мах}}$

Таблица 2.3

Значения коэффициентов корреляции исследуемых характеристик дождей различной продолжительности

Характеристика	Продолжительность дождя, ч		
	≤ 1	1-3	≥ 3
$I_{\text{ср}}, I_{\text{мах}}$	0,982	0,927	0,869
$I_{\text{ср}}, Q$	0,824	0,892	0,852
$I_{\text{мах}}, Q$	0,748	0,796	0,830

Таблица 2.4

Интегральное распределение вкладов (%) осадков различной интенсивности в суммарное количество (А) и суммарную продолжительность (Б) осадков за теплый период [2]

Станция	Интенсивность, мм/ч					
	А					Б
	≤1,2	≤3	≤9	≤15	>15	<9
Валдай	22	38	55	70	30	85
Ростов-на-Дону	13	21	42	59	41	70
Ташкент	8	32	45	50	50	77

Таблица 2.5

Среднее время $\overline{\Delta t}$ сохранения постоянной интенсивности дождей

I мм/ч	0,03—0,1	0,1—0,3	0,3—1	1—3	3—10	10—30
$\overline{\Delta t}$ мин	13,5	8	5,5	4,0	2,5	1,5

Результаты аппроксимации приведены в табл. 2.2.

Как видно из табл. 2.3, статистическая зависимость между исследуемыми характеристиками осадков очень тесная, особенно между I_{cp} и I_{max} , I_{cp} и Q . Это обстоятельство позволяет использовать рассчитанные уравнения регрессии с достаточным основанием.

По данным плювиографических измерений [13] общее время существования зоны осадков $t_{общ}$ (мин) связано с I_{max} (мм/мин):

$$t_{общ} = 50I_{max}^{0,22}$$

Зависимость справедлива для осадков, максимальное время существования которых составляет 60 мин.

Известные механизмы образования осадков предполагают широтную зависимость интегрального распределения вкладов осадков различной интенсивности в их общее количество. Вклад ливневых осадков с $I > 15$ мм/ч растет с уменьшением широты места их выпадения (табл. 2.4). Число дней с осадками больше 20 мм за год для Валдая составляет 3, а для Батуми — 42. С увеличением I

уменьшается среднее время $\overline{\Delta t}$ сохранения постоянной интенсивности [14] (табл. 2.5). В районе Валдая [2] повторяемость моросящих осадков равняется 30 %, обложных — 56 %, ливневых — 14 %. Абсолютные максимумы I_{max} [2, 13] составляют в СССР — 426 мм/ч, в США — 1850 мм/ч, в Баварии — 930 мм/ч.

2.1.2. Распределение частиц осадков по размерам и расчет отражаемости

Для ряда практических задач с помощью функции распределения капель дождя по размерам можно более полно описать дождь, чем с помощью интенсивности. Функция распределения выражает число капель в единичном объеме пространства, приходящихся на единичный интервал размеров (диаметров и радиусов). Возрастание интенсивности осадков приводит обычно к увеличению концентрации и среднего размера капель. Наибольшее распространение в научной периодике по осадкам нашло распределение Маршалла—Пальмера:

$$\begin{aligned} N(D) &= N_0 e^{-\Lambda D} & \text{при } D < 6 \text{ мм,} \\ N(D) &= 0 & \text{при } D > 6 \text{ мм,} \end{aligned} \quad (2.3)$$

где $N(D)dD$ — число капель диаметром от D до $D+dD$ в единичном объеме воздуха; $N_0 = 0,08 \text{ см}^{-4}$ — нормировочный параметр, $\Lambda \text{ (см}^{-1}\text{)}$ — параметр, зависящий от интенсивности $I \text{ (мм/ч)}$ осадков:

$$\Lambda = 41I^{0,21}. \quad (2.4)$$

Выражение (2.3) описывает только крупнокапельную часть спектра ($D \geq 1 \text{ мм}$). Усредненные спектры по всем дождям за теплый период для континентальных районов умеренных широт, хорошо аппроксимируются (2.3) [7, 13, 17]. Распределение (2.3) справедливо для $I < 35 \text{ мм/ч}$; для осадков с $I > 35 \text{ мм/ч}$ возможны отклонения от (2.3). Однако $N(D)$, как показывают многочисленные исследования [7, 13, 14], заметно меняется от одной зоны осадков к другой внутри зоны осадков в зависимости от стадии развития, типа осадков и синоптической ситуации, при которых образуются осадки.

Отражаемость z так же, как и интенсивность I , зависит от распределения капель по размерам. Выражение (1.5) можно переписать следующим образом:

$$z = \sum_{V_3} D^6 = \int N(D) D^6 dD, \quad (2.5)$$

где $N(D)dD$ — число рассеивателей в интервале диаметров dD в единичном объеме V_3 .

Если $N(D)$ во всем диапазоне размеров описывается выражением (2.3), то $z = aI^b$, где $a = 200$, $b = 1,6$, т. е.

$$z = 200I^{1,6}. \quad (2.6)$$

Зависимость (2.6) получена Маршаллом и Пальмером на основе аппроксимации эмпирических данных.

2.1.3. Особенности соотношения $z - I$

Наиболее часто для получения распределения дождевых капель по размерам используются методы, основанные на обработке выборки капель, упавших за время Δt на площадь фильтровальной бумаги, или выборки капель за Δt в освещаемом объеме, через который они пролетают во время падения.

В [183] на основании многолетних исследований (1971—1974 гг.) с помощью дисдрометра исследованы месячные и сезонные изменения средних $I_{\text{ср}}$, $z_{\text{ср}}$, $Q_{\text{ср}}$ и $b_{\text{ср}}$ во время (мин) выпадения осадков в условиях умеренного морского климата вблизи Бонна, ФРГ (табл. 2.6).

Таблица 2.6 хорошо иллюстрирует трудности при выборке коэффициентов $a_{\text{ср}}$ и $b_{\text{ср}}$, с которыми обычно сталкиваются при проведении радиолокационных наблюдений. Среди возможных процессов, влияющих на изменчивость этих коэффициентов, выделяют следующие [9]:

Таблица 2.6

Средние месячные и сезонные значения $I_{\text{ср}}$, $z_{\text{ср}}$, $a_{\text{ср}}$, $b_{\text{ср}}$ [183] по данным наблюдений с помощью дисдрометра

Период наблюдений	$I_{\text{ср}}$ мм/ч	$z_{\text{ср}}$ мм ⁶ /м ³	$a_{\text{ср}}$	$b_{\text{ср}}$	Время наблюдений осадков, мин
Январь	0,377	138,44	238,98	1,428	2 625
Февраль	0,332	142,85	299,93	1,395	4 141
Март	0,454	216,66	185,46	1,296	5 077
Апрель	0,193	36,82	135,47	1,222	3 653
Май	0,649	432,20	198,75	1,256	11 389
Июнь	0,976	588,13	246,35	1,320	15 706
Июль	1,09	984,29	258,60	1,323	12 643
Август	1,332	1037,89	291,37	1,327	10 241
Сентябрь	1,290	1098,24	236,14	1,327	7 083
Октябрь	0,424	133,23	124,55	1,188	2 375
Ноябрь	0,448	152,25	196,47	1,289	5 712
Декабрь	0,646	155,54	214,96	1,325	1 715
Зима	0,409	144,05	263,88	1,39	8 481
Весна	0,518	307,09	184,03	1,26	20 119
Лето	1,02	837,28	262,31	1,32	38 590
Осень	0,837	590,96	203,73	1,29	15 170
Год	0,801	576,18	232,56	1,31	82 360

таяние града, при котором размер образующихся капель в среднем больше, чем при таянии снега;

испарение капель в воздухе, которое приводит к образованию распределений с относительно большим числом крупных капель вблизи поверхности Земли;

сдвиг ветра, который сортирует капли осадков при их падении на поверхность Земли.

Эти процессы, наряду с особенностями повторяемости ливневых и обложных осадков в разных районах земного шара, приводят и к большой региональной изменчивости a и b .

После соотношения Маршалла и Пальмера было предложено много соотношений $z—I$, обсуждение достоинств которых читатель может найти в монографиях [3, 7, 13, 14, 25, 28]. Соотношения, как правило, получены на основании микрофизических измерений и обычно являются осредненными и наилучшими для данного района и типа осадков. Однако их применение показывает, что большинство из них находятся в пределах точности измерений z_0 на МРЛ, т. е. ± 3 дБ. Поэтому более перспективным является путь, при котором соотношение $z—I$ определяется на основании сопоставления радиолокационных и плювиографических данных. Это позволяет и учесть способы измерения z_0 на МРЛ, и исключить завышение I осадков за счет града, отражаемость которого определяется законами рассеяния, отличными от рэлеевских (1.3).

Если спектр частиц осадков по размерам описывается формулой (2.3), то спектр градин по размерам лучше всего подчиняется гамма-распределению [1, 32]:

$$N(D) = N \frac{b^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)} \frac{D^\mu}{D_3^{\mu+1}} \exp\left(-b \frac{D}{D_3}\right), \quad (2.7)$$

где D — диаметр градин, μ — параметр формы кривой распределения, D_3 — средний кубический диаметр спектра градин, $\Gamma(\mu+1)$ — гамма-функция индекса μ , $b = \sqrt[3]{(\mu+1)(\mu+2)(\mu+3)}$, $D_{\max} = 2D_3$.

Для оценки интенсивности града чаще применяют не z , а величину η (1.2):

$$\eta = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) \sigma(D, \lambda) dD. \quad (2.8)$$

Для реальных облаков и осадков расчет η по (2.8) производится на ЭВМ в предположении некогерентности и однократности рассеяния [1]. При равной ледности и интенсивности отражаемость крупного града всегда больше отражаемости мелкого ($D_{\max} \leq 1$ см).

В [1, 33, 34, 35] зависимость η_λ градовых осадков от их интенсивности и размера градин на $\lambda = 3,2$ и 10 см описывается следующими выражениями:

$$\eta_{3,2} = 6,7 \cdot 10^{-7} N D_3^{2,1}, \quad (2.9)$$

$$\eta_{10} = 3,8 \cdot 10^{-8} N D_3^{5,4}, \quad (2.10)$$

$$\eta_{3,2} = 2,3 \cdot 10^{-7} I^{0,6}, \quad (2.11)$$

$$\eta_{10} = 6,3 \cdot 10^{-10} I^{1,54}. \quad (2.12)$$

Последние два соотношения имеют полуэмпирический характер, Для сравнения приведем зависимость $\eta—I$ для жидких осадков (2.6):

$$\eta = 5,7 \cdot 10^{-8} I^{1,6} \lambda^{-4}. \quad (2.13)$$

Для перехода от η к z для частиц, отличных от рэлеевских, в [3] предложены следующие формулы:

$$\begin{aligned} z_3 &= 3,52 \cdot 10^9 \lambda^4 \eta, \\ z_{a3} &= 5,5 \cdot 10^7 \lambda^4 \eta. \end{aligned} \quad (2.14)$$

В формулах (2.9)—(2.14) η измеряется в см^{-1} , z_3 и z_{a3} — в $\text{мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$, λ — в см. Согласно формуле (2.14), при одинаковых значениях z величина η_{10} в дождях всегда меньше, чем $\eta_{3,2}$, приблизительно в 100 раз.

Экспериментальные значения η града на $\lambda=3,2$ см варьируют в пределах $\eta_{3,2} \approx 10^{-8} \dots 10^{-6} \text{ см}^{-1}$, при $\bar{\eta}_{3,2} \approx (1 \dots 5) \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1}$, а на $\lambda=10$ см $\eta_{10} = 5 \cdot 10^{-10} \text{ см}^{-1}$ при $\bar{\eta}_{10} \approx (1 \dots 5) \cdot 10^{-8} \text{ см}^{-1}$ [1]. Для сравнения отметим, что в интенсивных ливнях $\eta_{3,2}$ составляет $10^{-8} \dots 10^{-6} \text{ см}^{-1}$ при характерном значении $\eta_{3,2} \approx 1 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1}$, а $\eta_{10} = 10^{-10} \dots 10^{-8} \text{ см}^{-1}$ при характерном значении $\eta_{10} \approx 10^{-9} \text{ см}^{-1}$. Отсюда следует, что на $\lambda=3,2$ см значения η града и интенсивных осадков ($I=25 \text{ мм/ч}$) практически совпадают; при $I \geq 100 \text{ мм/ч}$ указанные значения η совпадают и для $\lambda=10$ см.

Чтобы не допустить больших ошибок при измерении I на МРЛ, соотношение $z—I$ варьируют в соответствии с типом осадков, районом исследований и конкретным способом измерения z на МРЛ. В табл. 2.7 приведено несколько наиболее распространенных соотношений $z—I$.

Таблица 2.7

Значения коэффициентов a и b в соотношении $z=aI^b$ по данным различных авторов

№ п/п	a	b	Примечание
1	200	1,6	Формула (2.6)
2	275	1,4	Европейская территория Союза [13]
3	204	1,7	Украина [13]
4	230	1,5	Валдай [7]
5	312	1,4	Центральные районы США [13] при $I \geq 5 \text{ мм/ч}$
6	180	1,87	С учетом типа осадков [78]
7	155	1,88	Калибровка автоматизированных комплексов [217]
8	55	1,6	[188]

Зависимости 1—5 в табл. 2.7 получены по результатам микрофизических измерений осадков. Зависимость 6 получена путем стыковки $z—I$ соотношений для обложных, ливневых и градовых

осадков по данным разных авторов. В зависимостях 7 и 8 z и I определялись для осадков из конвективной облачности путем калибровки автоматизированных комплексов МРЛ—ЭВМ по плотной дождемерной сети. Соотношения 5, 7 и 8 справедливы только для конвективных осадков при $I > 5$ мм/ч.

В табл. 2.8 анализируется восемь соотношений $z—I$, приведенных в табл. 2.7. Из табл. 2.8 следует, что разность значений Δz , полученных на основе приведенных соотношений и по формуле Маршалла—Пальмера, не превышает ± 3 дБз в случае соотношений 1—7 при $I < 10$ мм/ч, а в случае соотношений 1—5 при любых возможных значениях интенсивности осадков.

Таблица 2.8

Радиолокационная отражаемость z_0 (дБз) в зависимости от интенсивности осадков I для восьми соотношений $z—I$

I мм/ч	Номер соотношения								Δz дБз	ΔI мм/ч
	1	2	3	4	5	6	7	8		
1	23,0	24,4	23,1	23,6	—	22,6	—	—	1,8	0,28
5	34,2	34,2	35,0	34,1	34,7	35,4	35,1	—	1,3	0,4
10	39,0	38,4	40,1	38,6	38,9	41,3	40,7	33,4	2,9	4,36
50	50,2	48,2	52,0	49,1	48,7	54,4	53,9	44,6	3,8	35,4
100	55,0	52,4	57,1	53,6	52,9	60,0	59,5	49,4	4,7	96,8
150	57,9	54,9	60,2	56,3	55,4	63,4	62,9	52,2	5,3	254,0

Примечания: 1. Полу жирные цифры — значения z_0 , которые отличаются от значений, приведенных в первом столбце не более чем на 3 дБз. 2. $\Delta z = z_{\max} - z_{\min}$, $\Delta I = I_{\max} - I_{\min}$.

Используя соотношение $z—I$, оптимальное для района наблюдений и типа осадков, можно снизить дисперсию радиолокационных измерений I на 25 %. Этим фактом и объясняются дальнейшие исследования $z—I$ для осадков разного типа и в разных регионах. Для любого соотношения $z—I$ коэффициент корреляции между результатами радиолокационного и наземного методов измерений (если сравнивать полусуточные или суточные слои осадков по данным МРЛ и сети дождемеров) равен 0,68. Наибольшие расхождения возникают при выпадении сильных осадков — при $I > 30$ мм/ч. Здесь возникают две проблемы: во-первых, осадки с интенсивностью $I_{\max}$, которую регистрирует МРЛ, могут не выпасть над плювиографом, и, во-вторых, очень сильные и сильные осадки часто сопровождаются градом. Именно для снижения эффекта выпадения града предложены соотношения 6—8 (табл. 2.7). Осадкам с $I > 50$ мм/ч в случае соотношений 6 и 7 соответствуют большие значения z , чем в случае соотношений 1—5; верхняя часть динамического диапазона z , которая слабо реагирует на увеличение I (2.6), лучше используется при измерениях I (см. табл. 2.8).

Соотношение 8 в табл. 2.7 получено не только для конкретных районов США, но и для конкретного типа аппаратуры автоматизированной обработки. Оно резко отличается от остальных зависимостей $z—I$ и может применяться только тогда, когда существует полная уверенность, что осадки выпадают именно из конвективной облачности. В умеренных широтах такая ситуация отмечается крайне редко; обычно в радиусе действия МРЛ одновременно могут наблюдаться и ливневые и обложные осадки.

2.1.4. Количество осадков Q и отражаемость

С учетом низкой точности оперативных радиолокационных наблюдений z в задаче измерения осадков оценка максимальной интенсивности осадков $I_{\max}$ по данным МРЛ ведется по градациям табл. 2.9 [23]. Классификация, приведенная в табл. 2.9, не единственно возможная. В США используют и другие градации с учетом разделения осадков на конвективные и «слоистообразные». Причем к последним относят и осадки, выпадающие из N_s или S_b на фоне слоистообразных облаков [118, 217] (табл. 2.10). Для интерпретации «слоистообразных» осадков служит соотношение (2.6), для конвективных — соотношение 8 в табл. 2.7.

Таблица 2.9

Градации осадков по их максимальной интенсивности

Номер градаций	Качественная оценка	Интенсивность $I_{\max}$		Радиолокационная отражаемость	
		мм/мин	мм/ч	z_e дБз	$\lg z_a$
1	Слабые	0,008—0,048	0,5—2,9	18—29	0,0—1,1
2	Умеренные	0,05—0,417	3,0—25,0	30—45	1,2—2,7
3	Сильные	0,418—1,0	25,1—60	45—50	2,8—3,2
4	Очень сильные	>1,0	>60	>51	>3,3

Таблица 2.10

Градации интенсивности осадков (мм/ч), используемые в США [188]

Номер градаций	Качественная оценка	Тип осадков	
		«слоистообразные»	конвективные
1	Слабые	<2,5	<5
2	Умеренные	2,5—5	5—27,5
3	Сильные	12,5—25	27,5—55
4	Очень сильные	25—50	55—112,5
5	Интенсивные	50—125	112,5—177,5
6	Экстремальные	>125	>177,5

В [40] была проанализирована взаимосвязь величин $I_{\max}$, $I_{\text{ср}}$ и Q внутри градаций табл. 2.9 для осадков длительностью менее 1 ч в теплое время года в районе Валдайского ливнемерного куستا. По данным за 5 лет было выяснено, что вероятность появления очень сильных осадков такой продолжительности не превышает 0,5 %, а сильных — 3 % от количества всех дождей (см. табл. 2.11).

Таблица 2.11

Взаимосвязь между $I_{\max}$, $I_{\text{ср}}$ и Q для осадков продолжительностью меньше 1 ч

Номер града-ции	$I_{\max}$ мм/мин	$I_{\text{ср}}$ мм/мин	Q_i мм	$\bar{Q}$ мм	Число дождей	
					общее в выборке	на Валдае
1	0,008—0,048	0,008—0,048	0—0,6	0,33	2417	2417
2	0,05—0,417	0,05—0,1	0,61—2,2	1,2	1085	1085
3	0,418—1,0	0,11—0,22	2,21—7,2	4,2	322	238
4	>1,0	>0,23	>7,3	14,66	23	11

По-видимому, механизмы образования сильных и очень сильных осадков сходны в разных физико-географических районах. Исходя из этого предположения для анализа были привлечены дополнительные данные об осадках по Грузии и Украине. Результаты представлены в табл. 2.11.

Из табл. 2.11 можно сделать следующие выводы:

в градации слабых осадков $I_{\max}$ и $I_{\text{ср}}$ практически совпадают, коэффициент корреляции 0,96; величина отношения $I_{\max}/I_{\text{ср}}$ для градации изменяется от 1 до 3 и 4,5 по мере увеличения порядкового номера градации;

изменчивость Q , равная $\sigma_Q/\bar{Q}$, остается практически постоянной внутри каждой градации и равняется 0,8—0,9;

остается практически неизменным отношение между средними значениями $I_{\text{ср}}$ и $\bar{Q}$ в последующей градации и в предыдущей (примерно 3 и 4 соответственно);

коэффициент корреляции между $I_{\max}$ и $I_{\text{ср}}$ уменьшается по мере увеличения порядкового номера градации, а коэффициент корреляции между Q и $I_{\max}$ в четвертой градации ниже статистически значимой величины (при 1 %-ном уровне значимости).

При замене Q_i средним значением $\bar{Q}$ в табл. 2.11 только 7 % дождей для каждой градации выходят за пределы 100 %-ной относительной погрешности $(\bar{Q} - Q_i)/Q_i$ (%).

По этим же материалам для отыскания зависимости $\bar{Q}(z)$ с помощью (2.6) по каждому значению $I_{\max k}$ рассчитывалось z_{ak} . Скользящее осреднение Q_i проводилось внутри интервала $\lg z_{aki}$ шириной $\pm 0,05$ с шагом $0,1 \lg z_a$. В [68] зависимость $\bar{Q}(\lg z_{ak})$ аппроксимируется следующим образом:

$$\bar{Q} = \exp[-1,61585 + 0,92232 \lg z_{ak} - 0,10504 (\lg z_{ak})^2 + 0,04524 (\lg z_{ak})^3], \quad (2.15)$$

где $\lg z_{ak}$ — максимальная отражаемость осадков длительностью меньше 1 ч, зарегистрированная pluviографом и рассчитанная по максимальной интенсивности осадков $I_{\max}$; z_{ak} измеряется в $\text{мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$, $\bar{Q}$ — в мм.

Взаимосвязь величин $\bar{Q}$ и $\lg z_{ak}$ показана на рис. 2.1. Для удобства расчетов эту зависимость можно представить в следующем виде:

$\bar{Q}$ мм	0,26	0,34	0,43	0,56	0,73	0,97
$\lg z_{ak}$	0,3	0,6	0,9	1,2	1,5	1,8
z дБz	21	24	27	30	33	36

$\bar{Q}$ мм	1,32	1,85	2,7	4,17	6,75	11,6	21,5
$\lg z_{ak}$	2,1	2,4	2,7	3,0	3,0	3,6	3,9
z дБz	39	42	45	48	51	54	57

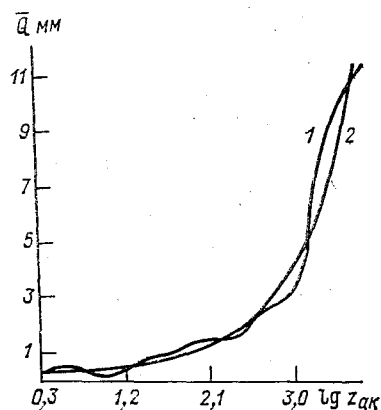


Рис. 2.1. Взаимосвязь между средним количеством осадков $\bar{Q}$, выпадающих за дождь длительностью менее 1 ч, и радиолокационной отражаемостью $\lg z_{ak}$.

1 — фактические данные, 2 — результаты расчета.

Таким образом, величина $\bar{Q}$ мало меняется при изменении z от 18 до 29 дБz, а при увеличении z от 30 до 42 дБz значение $\bar{Q}$ возрастает в два раза, и только начиная с 45 дБz отмечается быстрое увеличение $\bar{Q}$. При измерении z этот диапазон наиболее важен, поэтому понятны попытки исследователей сделать отражаемость более чувствительной к увеличению I именно в этом диапазоне z . Кроме того, повторяемость значений $z > 45$ дБz велика в субтропических и особенно тропических районах, где осадки выпадают только из конвективных облаков.

С помощью табл. 2.11 и формулы (2.15) можно получить характеристики осадков $I_{\text{ср}}$, $\bar{Q}$, используя значение максимальной отражаемости, измеренной в зоне радиоэха осадков за часовой интервал наблюдений на МРЛ в радиусе 90—120 км.

Зависимость $Q(z)$ наименее надежна для $\bar{Q} > 7$ мм, поскольку для таких значений Q проанализировано сравнительно небольшое количество дождей и точность расчета по соотношению (2.6) меньше, чем при $\bar{Q} < 7$ мм. Однако не стоит при этом забывать, что наблюдение за жидкими осадками два часовых срока подряд

при $\bar{Q}=15$ мм дает в умеренных широтах практически полумесячную норму осадков. Используя табл. 2.11, легко обнаружить относительные экстремумы в поле осадков с помощью МРЛ. Кроме того, сопоставление наземных и радиолокационных данных об осадках позволяет быстрее выявлять систематическую ошибку калибровки МРЛ, если она имеется.

2.2. Радиолокационные характеристики изолированных очагов осадков

2.2.1. Характеристики ячеек на северо-западе ЕТС

Общеизвестно, что кучево-дождевые облака состоят из одной или нескольких конвективных ячеек, которые на индикаторах МРЛ дают радиоэхо в форме, близкой к эллипсу. Ячейки могут взаимодействовать друг с другом, тогда отмечается слияние радиоэха (об этом подробнее см. главу 4) и увеличение общей площади S и интенсивности I осадков. В настоящее время нет общепринятого способа определения площади ячейки осадков. За площадь S осадков принимают площадь радиоэха, ограниченную изолинией отражаемости или 18 дБз ($I=0,5$ мм/ч), или 23 дБз (1 мм/ч), или 30 дБз (3 мм/ч). С учетом погрешности измерений z первые два определения практически одинаковы, а $I=3$ мм/ч соответствует определению границ зоны ливневых осадков. В ряде работ были сделаны попытки получить площади ячеек осадков в максимальном радиусе обзора МРЛ $R_{\max}$. В этом случае за площадь S осадков принимают площадь отражаемости, на внешнем контуре изоэха которой $z \geq z_{\min}(R_{\max})$ (обычно при $R_{\max}=100$ км и $\varepsilon=0 \dots 0,5^\circ\text{C}$). Следуя определению, за время жизни ячейки осадков $T_{\max}$ принимается время наблюдения ее радиоэха на МРЛ.

Рассмотрим, согласно [77], следующие характеристики изолированных зон осадков: $T_{\max}$, I , Q и S , расстояние между краями или центрами ячеек. В работе [77] экспериментальные данные были получены в августе 1977 г. в п. Воейково в виде фотографий контуров изоэха со ступенями через 6 дБ с ИКО МРЛ-2 в радиусе 100 км с 2-минутными интервалами фоторегистрации. Всего было обработано 115 очагов конвективных осадков. За внешнюю границу очага была принята изолиния $I=0,5$ мм/ч. Зона осадков считалась изолированной, если расстояние между внешними границами соседних зон превышало 2 км.

При обработке первичных данных расчет интенсивности осадков I производился по (2.6). Площадь осадков S оценивалась по формуле $S=\pi/4 a_6 b_m$, где a_6 — большая, а b_m — малая ось очага. Среднее значение отношения a_6/b_m составило 2,3. Среднее максимальное количество осадков за время T оценивалось по формуле

$$Q = \sum_{i=1}^T I_i \Delta t_i, \quad (2.16)$$

где I_j — интенсивность (средняя или максимальная) осадков за интервал времени Δt_j .

Интенсивность оценивалась по четырем градациям (см. табл. 2.9). За время существования радиоэха очага $T_{\max}$ определялось максимальное значение интенсивности осадков $I_{\max}$ и максимальное значение интенсивности в каждом 10-минутном интер-

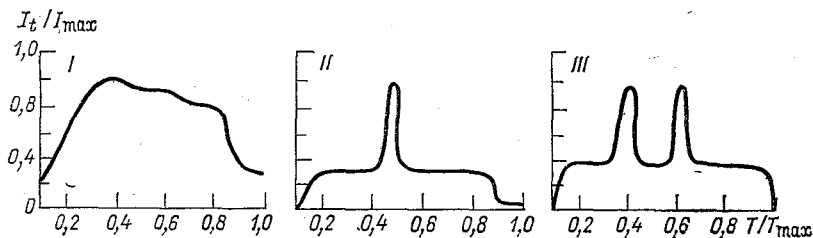


Рис. 2.2. Осредненная зависимость $I_t / I_{\max}$ от $T / T_{\max}$ для I, II и III типа очагов осадков.

вале $I_{\max j}$. По характеру изменения $I(t)$ очаги осадков можно разделить на три типа (рис. 2.2):

I — интенсивность осадков мало меняется за $T_{\max}$ и не выходит за пределы второй градации (см. табл. 2.9), т. е. отмечаются очаги со слабой и умеренной интенсивностью (100 очагов);

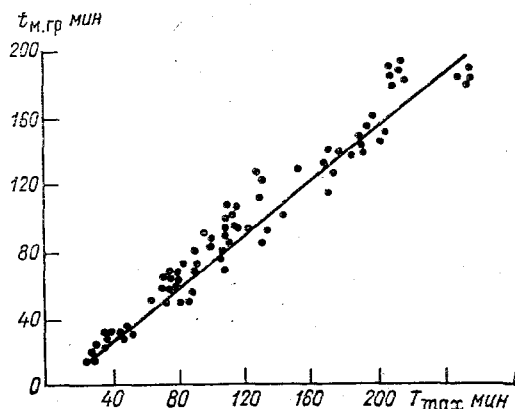


Рис. 2.3. Осредненная зависимость между временем $t_{m.gr}$, в течение которого наблюдалась максимальная градация интенсивности осадков, и длительностью жизни ячейки $T_{\max}$.

II — интенсивность в стадии зрелости скачком переходит из первой и второй в третью и четвертую градации (13 очагов);

III — интенсивность имеет два максимума и более (2 очага).

Распределение количества очагов по типам не противоречит известным функциям распределения осадков по $I_{\max}$ в регионе. Для очагов I типа наблюдается практически линейная зависимость между временем, в течение которого наблюдалась максимальная

градация интенсивности осадков $t_{м.гр.}$ и T (рис. 2.3), что позволяет использовать в качестве прогнозируемого элемента $t_{м.гр.}$.

При изменении T_{max} от 1,5 до 5,5 ч значение $t_{м.гр.}$ возрастает от 3 до 38 мин, т. е. изменение составляет от 1,5 до 18,4 % значения T_{max} . За период $t_{м.гр.}$ выпадает значительное количество осадков (до 63,1 % общего количества, выпадающего за T_{max}). Характерно, что для очагов II типа величина $t_{м.гр.}$ не зависит от T_{max} . Для очагов III типа второй максимум I можно объяснить слиянием соседних ячеек.

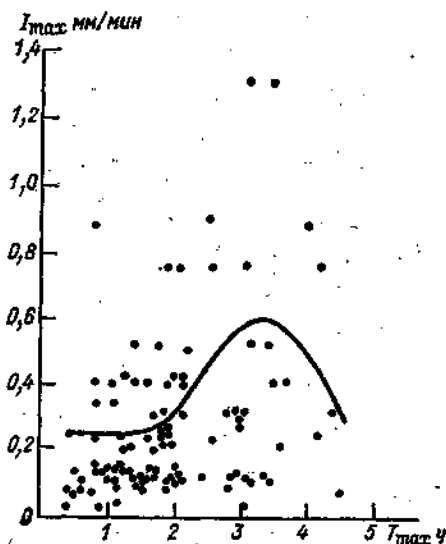


Рис. 2.4. Осредненная зависимость между максимальной интенсивностью осадков I_{max} и продолжительностью существования очага T_{max} .

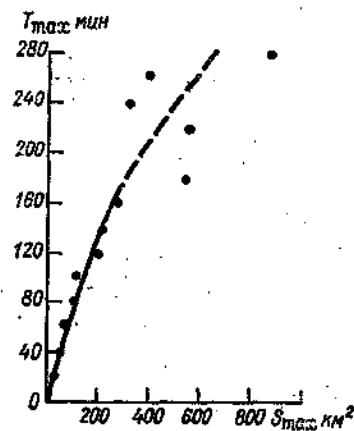


Рис. 2.5. Осредненная зависимость между временем существования очага T_{max} и максимальным значением занимаемой им площади S_{max} .

На рис. 2.4 приведена осредненная зависимость между I_{max} и T_{max} , из которой следует, что наибольшее значение I_{max} имеют очаги с T_{max} 2—3 ч. На рис. 2.5 прослеживается осредненная зависимость между площадью очагов S и временем их существования T_{max} . Естественно, что очаги с большей площадью существуют значительно дольше очагов с малой площадью. Из табл. 2.12 видно, что зависимости между S и I_{max} практически не существует.

Для исследованных очагов плотность распределения $F(I_{max})$ и $F(S)$ можно описать зависимостью вида

$$F(S) = F(I_{max}) = a I_{max}^b \exp(c I_{max}), \quad (2.17)$$

где $c < 0$, $b < 0$ для I_{max} и $c < 0$ и $0 < b < I_{max}$ для S . Это распределение совпадает с распределением, полученным в [25].

Таблица 2.12

Максимальная интенсивность $I_{\max}$ при различных значениях площади радиуса зоны осадков S

S км ²	Градации $I_{\max}$ мм/мин										Сумма
	1	2				3				4	
	≤ 0,06	0,16	0,25	0,35	0,45	0,55	0,65	0,75	0,85	≥ 1	
10	46	2	1								49
40	52	29	11	1		2			1		96
80	25	14	8	2		4				2	55
125	23	6	6	5	2	4		1		2	49
175	16	6	5	1		2	1			4	35
225	4	7	1	3				1		3	18
275	4	3	2							1	11
325	5	2									7
375		1	2	1							4
425						1					1
Сумма	175	70	36	13	2	13	1	2	1	12	
Сумма по градациям	175				121				17	12	

Таблица 2.13

Повторяемость (%) различных сочетаний изменений интенсивности I и площади S за время существования очага (в скобках — число случаев)

S	I		
	уменьшается	без изменения	увеличивается
Уменьшается	10,6 (5)	—	2,1 (1)
Без изменений	2,1 (1)	36,2 (17)	4,2 (2)
Увеличивается	4,2 (2)	40,4 (19)	—

Если принять в качестве критериев увеличения или уменьшения S и $I_{\max}$ 25 % их исходных значений, то из табл. 2.13 следует, что за время $T_{\max}$ величины S и $I_{\max}$ изменяются независимо друг от друга.

На протяжении жизни очагов часто можно наблюдать их распад на более мелкие очаги, которые существуют некоторое время в непосредственной близости один от другого. Можно отметить определенную закономерность: чем мельче дробится очаг, тем быстрее он заканчивает свое существование (рис. 2.6). Это подтверждает и зависимость $T_{\max}(S_{\max})$ (см. рис. 2.5). Действительно, в последней стадии своего развития многие очаги, особенно с большим значением $S_{\max}$, начинают дробиться на более мелкие, которые постепенно заканчивают свое существование.

Такое дробление — надежный прогностический признак распада очага.

Для оценки изменчивости I были использованы две характеристики:

$$\Delta I_{\max} = I_{\max j} - I_{\max 1}, \quad (2.18)$$

$$\overline{\Delta I}_{\max} = I_{\max j} - \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N I_{\max j}, \quad (2.19)$$

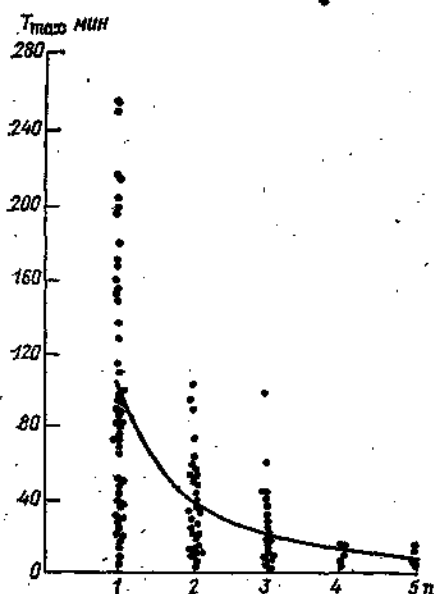


Рис. 2.6. Осредненная зависимость между временем существования очага $T_{\max}$ и степенью его раздробленности (n — число ячеек).

где N — число 10-минутных интервалов за время существования очага, $I_{\max 1}$ — максимальная интенсивность осадков в первый 10-минутный интервал наблюдений.

Из результатов расчетов по формулам (2.18) и (2.19) (без учета знака ΔI) следует, что 36,7 % значений ΔI и 32,9 % значений $\overline{\Delta I}_{\max}$ не превышают 0,05 мм/мин [77]. Такие отклонения нельзя признать существенными (особенно с учетом погрешностей измерений). Значительные отклонения $\overline{\Delta I}_{\max} > 0,5$ мм/мин составляют 7—8 %.

2.2.2. Характеристики ячеек осадков в других районах земного шара

В ряде статей [163, 168, 169, 173, 188, 190, 194—196, 200, 202, 205—207, 211, 214, 220] приводятся сведения о характеристиках ячеек осадков в разных районах земного шара.

1. Наблюдения на уникальном МРЛ ($\lambda=10$ см) на острове Уоллопс-Айленд, штат Виргиния, США, позволили получить параметры изолированных ячеек на побережье Северной Атлантики в районе штатов Мериленд—Виргиния [20, 202]. За внешний контур ячейки принималась изолиния $I=3$ мм/ч. Были получены следующие результаты. Медианная площадь для 1141 ячейки составляет 22 км², эквивалентный диаметр $D_{\text{яч}}=2\sqrt{S/\pi}$ равен 5,3 км, S изменяется от 3 до 360 км². Медианное значение z_0 составляет 48—49 дБз, $I=48$ мм/ч (по формуле (2.6)). Наибольшая повторяемость в случае ячеек приходится на интервал $z_0=50\ldots 55$ дБз, $I=50\ldots 100$ мм/ч (по (2.6)). Наиболее вероятное расстояние между центрами ячеек равно 22 км, медианное значение — 33 км.

В табл. 2.14 дано распределение параметров осадков из конвективных ячеек для центральных районов США [200]. В ней не указывается количество ячеек, для которых получены данные, но взаимосвязь между всеми параметрами хорошо заметна.

Таблица 2.14

Распределение параметров осадков конвективных ячеек для центральных районов США [200]

Накопленная частота, %	Q_{max} мм	$Q_{\text{ср}}$ мм	$I_{\text{ср}}$ мм/ч	S км ²	T мин
0,1	49	22	70	752	210
0,5	44	17	58	622	148
1,0	37	15	39	480	128
2,0	24	12	31	306	104
5,0	16	9	20	213	78
10,0	10	6	13	153	61

2. Наиболее систематизированные данные были получены при проведении международного эксперимента АТЭП [205] в тропической зоне восточной Атлантики у берегов Африки (Дакар). К обработке привлекались радиоэхо, на внешнем контуре которых $z_0=15$ дБз, что для применяемого МРЛ эквивалентно минимально обнаруживаемому сигналу — 125 дБ/Вт на удалении 75 км. Рассматривались два вида ячеек: изолированные (641 случай) и ячейки в составе мезомасштабных образований (393 случая). Максимальное время существования составляет 0,7 ч для изолированных ячеек и 4 ч для ячеек в мезомасштабных образованиях, а на уровне 90 % интегральной повторяемости — 0,25 и 1,6 ч соответственно. Максимальные площади равняются 80 и 200 км², а на уровне 90 % повторяемости — 20 и 50 км² соответственно.

В этих наблюдениях величина $I_{\text{ср}}$ в ячейке слабо зависит от площади S и достигает относительного максимума $I_{\text{ср}}=1,2$ мм/ч при $S=50$ км² для изолированных ячеек и 2,1 мм/ч при $S=80\ldots 90$ км² для ячеек мезомасштабных образований. В работе [205] утверждается, что в этом районе распределения времени суще-

ствования радиоэха T и площади радиоэха S подчинены логнормальному закону. Это означает, что распределения S и T имеют положительную асимметрию, а $\lg S$ и $\lg T$ распределены по нормальному закону.

В районе Дакара были проведены исследования другими авторами на канадском корабле «Квадра» [222]. Использовался МРЛ с $\lambda=5$ см, расчет проводился по формуле $z_0=180/I^{1,35}$, за границу ячеек принимался внешний контур радиоэха $z_0=24$ дБз ($I=1,3$ мм/ч). Были получены следующие результаты. Площади ячеек радиоэха распределены по логнормальному закону с максимумом $S=2 \cdot 10^4$ км²; 50 % ячеек имеет $S \leq 17,6$ км². Верхний предел I равен 30 мм/ч, в 95 % случаев $I < 3$ мм/ч.

Таким образом, данные работ [205, 222] неплохо согласуются, несмотря на разницу в ограничениях внешнего контура радиоэха (15 и 24 дБз соответственно).

3. В Канаде в районе Монреаля на МРЛ с $\lambda=5$ см были исследованы конвективные ячейки с $I \geq 5$ мм/ч. Размер ячеек характеризовался параметром $D'_{\text{яч}} = \sqrt{S'}$, где S' — площадь радиоэха, на внешнем контуре которого задан порог $I=I'$ осадков, определяемый по формуле (2.6); критерий изолированности ячеек не оговаривался. Данные [192] приведены в табл. 2.15. Из этой таблицы следует, что с увеличением интенсивности осадков размеры площади, на которую они выпадают, уменьшаются, что подтверждает информацию табл. 2.6. При сопоставлении результатов табл. 2.6 и 2.15 отметим, что если скорость перемещения осадков равна 60 км/ч, то данные в нижней строке табл. 2.15 будут соответствовать времени существования (мин) осадков с интенсивностью более I' над плювиографом. Естественно, что при скорости $v=30$ км/ч время существования будет в два раза больше.

Таблица 2.15

Характеристики ячеек вблизи Монреаля [192]

Характеристика	I' мм/ч								
	5	10	20	30	60	90	125	175	250
$N_{\text{яч}}$	906	1451	1643	1216	784	504	349	204	38
$D'_{\text{яч}}$ км	13,6	9,2	6	—	4,2	3	2	—	—

Примечание. $N_{\text{яч}}$ — число ячеек, для которых $I > I'$.

4. Измерения размеров конвективных ячеек на юге Африки в Трансваале проводились по контуру изоэха 30 дБз ($I=3$ мм/ч) [195, 207]. Были проанализированы данные по 1861 ячейке и получены следующие результаты: $\bar{S}=86$ км², $S_{\text{мод}}=20 \dots 40$ км² (33 %), $S_{\text{макс}}=240$ км²; модальное время существования ячейки составляет 1—15 мин (52 %), максимальное — 120 мин.

5. В работах [206, 225] для района Южной Америки (Венецуэла) приводятся данные для 232 изолированных зон радиоэха. Повторяемость $S_{\max}=100\ldots 700 \text{ км}^2$ составляет 65 %, а $S_{\max}=800\ldots 1200 \text{ км}^2$ — 27 %. Медианное время существования зоны составляет 110 мин, максимальное — 340 мин, наибольшая повторяемость (33 %) приходится на интервал 60—100 мин. Однако время существования изолированных конвективных ячеек редко превышает 70—80 мин, а их площадь — 700 км^2 .

6. Согласно [211, 219] отдельные конвективные облака над южной Индией имеют диаметр до 10 км и $S=100\ldots 150 \text{ км}^2$. Повторяемость облаков диаметром 20—25 км и $S=400\ldots 625 \text{ км}^2$ составляет в этом районе около 2—3 %. Расстояние между изолированными ячейками, входящими в мезомасштабные полосы, изменяется от 0—10 км (сплошные полосы) до 30—40 км (несплошные полосы). Максимум протяженности безоблачного промежутка между двумя соседними очагами в 60 % случаев не превышает 20 км. На севере Индии для аэропорта Нью-Дели по данным 3-сантиметрового МРЛ в сухой сезон (с середины марта до конца июня) наибольшая повторяемость (70 %) приходится на градацию диаметра очага 1,6—9 км [211]. В 70 % случаев безоблачный промежуток между очагами в два раза больше среднего диаметра очагов, которые он разделяет. Примерно в 27 % случаев промежуток между ячейками в 3—5 раз превосходит диаметр самих ячеек. Наибольшая изменчивость S отмечается в марте—апреле.

Анализ приведенных результатов показывает, что, несмотря на общие закономерности, присущие изолированным очагам осадков, их параметры имеют значительный разброс для различных регионов. Если в одну выборку включены миниячейки осадков ($D_{\text{яч}} \approx 0,5\text{—}2 \text{ км}$, $I_{\max} \approx 10 \text{ мм/ч}$) и суперячейки ($D_{\text{яч}} \approx 10 \text{ км}$, $I_{\max} > 100 \text{ мм/ч}$), то в тропических районах площадь S и время существования ячейки T распределяются по логнормальному закону. Однако параметры такого закона распределения должны изменяться от сезона к сезону и определяться географическим положением. Эти закономерности еще предстоит выяснить.

Очевидно, что во всех регионах значения $I_{\max}$ и $I_{\text{ср}}$ осадков в ячейке возрастают с увеличением ее площади и времени существования. О вертикальной структуре и связи перечисленных параметров с высотой ячейки см. главу 7.

2.3. Оценка полусуточных сумм осадков по данным сетевых МРЛ

2.3.1. Предельная точность радиолокационного метода измерения осадков

Для агрометеорологических и гидрологических расчетов и прогнозов информация МРЛ об осадках должна включать данные о районе выпадения, виде и интенсивности I осадков, об их коли-

честве Q на площади S и продолжительности выпадения. Радиолокационные данные об осадках особенно важны, когда они получены по всему водоразделу и используются для определения возможности катастрофического наводнения. Ценность таких данных намного увеличивается, когда их можно связать с другой синоптической информацией, особенно в радиусе 100—120 км.

Методы обработки радиолокационных данных об осадках должны обеспечивать заданную периодичность оповещения о характере осадков для своевременного предупреждения о внезапных бурных паводках и составления точных прогнозов увеличения стока из-за затяжных дождей. Последнее необходимо для планирования длительного водопользования из водохранилищ и для эффективной работы ГЭС. Если гидрологу нужна любая достоверная информация об осадках на площади, то в его распоряжении есть ряд радиолокационных методов, основное достоинство которых — простота, а недостаток — характер получаемой информации (скорее качественный, нежели количественный). Эти методы [38—40, 216] сводятся к суммированию количества выпадающих осадков, определенного по их интенсивности, полученной на МРЛ на основе зависимости $z = aI^b$ по ячейкам 30×30 км или по ячейкам еще больших размеров (40×40 мор. миль) за промежутки времени не менее 6 ч в радиусе 100—150 км от МРЛ. Интервал между последовательными радиолокационными наблюдениями может меняться от 30 до 60 мин. После обработки получают данные об относительных экстремумах выпадающих осадков и их принадлежности к следующим градам: слабые, умеренные, сильные и очень сильные. Результаты таких качественных радиолокационных измерений осадков легко кодируются и передаются всем заинтересованным организациям. Наряду с другими сведениями, которые имеются в распоряжении гидролога, они позволяют уверенней выделять наиболее опасные районы, где возможны наводнения.

Существенно более высокую точность определения I и Q по площади обзора МРЛ дают такие методы, как одноволновый, двухволновый и т. д. с использованием специальной аппаратуры обработки радиолокационных сигналов. Для их реализации были проведены специальные физические исследования, разработаны и созданы электронные схемы обработки радиолокационных сигналов от осадков, достигнута высокая стабильность работы этих схем и МРЛ, разработаны методы прецизионной калибровки МРЛ. Все это вместе взятое позволило повысить аппаратную точность при радиолокационном измерении характеристик зон осадков.

По мнению А. А. Черникова [165], в экспериментах Иосса и Вальдфогеля реализована максимальная аппаратная точность, хотя условия эксперимента отличались от реальных. (Радиолокационные измерения проводились в точке над пунктом установки МРЛ с $\lambda = 5,7$ см и сопровождалась наблюдениями за спектром размеров капель и наземными измерениями I и Q .)

В этих экспериментах относительная средняя квадратическая ошибка определения слоя осадков, выпавших за дождь, не превышала 40 %, а при проведении простой классификации дождей на три группы (морось, обложной дождь, ливень) снижалась до 25 %. Для декадных сумм точность измерений повышалась почти вдвое (ошибка 13—20 %).

Экспериментальное исследование точности измерения осадков одноволновым радиолокационным методом на длине волны $\lambda = 3,2$ см, проведенное специалистами ЦАО на Валдае [7, 42, 45, 46], позволило получить статистически обеспеченную оценку такой точности. Для площади 100 км² и декадной суммы осадков более 2 мм (90 % от общего количества осадков) значения ошибок 75 %-ной обеспеченности составляют 28 % в то время как для отдельных дождей — 60 %. При увеличении площади измерений от 100 до 400 км² наблюдается некоторое снижение ошибок измерений.

Требования, предъявляемые к информации об осадках при составлении гидрологических прогнозов, значительно выше: точность декадных сумм должна составлять 10 % (МРЛ — 28 %), пространственное разрешение — 500—1000 км² [142]. По оценкам гидрологов, существующая осадкомерная сеть дает точность декадных сумм 60—70 % [142].

В работе [223] приводятся результаты радиолокационных измерений осадков на хорошо откалиброванном МРЛ ($\lambda = 10$ см) и результаты сравнения их с данными дождемеров с плотностью установки приборов, один прибор на 2,6 км². В 80 % случаев (из рассмотренных 93 дней) радиолокационные оценки слоя осадков за сутки отличаются не более, чем в 2 раза, от оценок, полученных по площади мезомасштабного осадкомерного полигона (примерно 600 км²) плотной наземной сетью. Таким образом, точность радиолокационных измерений эквивалентна точности измерений наземной сети с плотностью один прибор на 65 км² [223]. При тарировке радиолокационных данных по наземным приборам точность радиолокационных измерений суточных сумм осадков на площади порядка 600 км² возрастает в среднем на 15 % и оказывается эквивалентной точности сети с плотностью один прибор на 26 км².

В работе [179] приведена разработанная авторами логическая процедура комбинирования радиолокационных данных с результатами осадкомерных измерений, позволяющая заметно снизить ошибки измерения количества осадков. При этом данные наземных осадкомеров используются для получения поля радиолокационных калибровочных множителей и для оценки слоя осадков на площадях с существенными искажениями радиолокационных осадкомерных данных (области интенсивного отражения от местных предметов, районы максимального удаления от радиолокатора и зоны, характеризующиеся аномальными условиями распространения радиоволн). Методика проверена для девяти случаев конвективных дождей продолжительностью от 2 до 11 ч на

площади 170×170 км² со слоем осадков от 5,2 до 28,7 мм. При этом средняя ошибка измерения осадков на площади сетью осадкомеров с плотностью один прибор на 900 км² и один прибор на 1600 км² составила 21 и 24 % соответственно. Средняя ошибка радиолокационных измерений оказалась равной 52 %. При коррекции радиолокационных измерений с помощью одного среднего для всей площади калибровочного множителя, полученного по данным наземных осадкомеров, средняя ошибка радиолокационной оценки слоя осадков за дождь снизилась до 18 %. При использовании для коррекции поля калибровочных множителей, полученного по данным сети осадкомеров с плотностью один прибор на 900 км², средняя ошибка радиолокационных измерений слоя осадков составила 13 %, а корректировка с помощью поля множителей, полученных при плотности сети осадкомеров один прибор на 1600 км², дала среднюю ошибку радиолокационных измерений 14 %.

2.3.2. Оценка полусуточных сумм осадков по данным МРЛ сети штормового оповещения

Задача измерения количества осадков, как это следует из п. 2.3.1, может быть решена совмещением достоинств двух методов: дождемерного и радиолокационного.

Дождемерный метод позволяет с высокой точностью измерять параметры осадков в точке, радиолокационный — выделять в пространстве зоны с наибольшей интенсивностью осадков и определять их местоположение. Влияние ослабления радиоволн в осадках при работе на радиолокаторах с 3 см не позволяет реализовать все преимущества радиолокационного метода даже при максимальной точности и полной автоматизации их измерений.

В связи с этим в [39] предложена простая методика использования данных оперативных МРЛ для оценки полусуточных сумм осадков по ячейкам пространства 30×30 км. Рассмотрим, следуя [84], реальные возможности применения МРЛ для оценки пространственного распределения полусуточных сумм осадков в радиусе 100 км от МРЛ.

Методика первичных радиолокационных наблюдений предусматривает получение в горизонтальной плоскости контуров радиозаха облаков и зон осадков (сокращенно РОЗО) и их интенсивности в радиусе 100 км от места установки МРЛ при угле возвышения антенны $1-1,5^\circ$. В зоне до 20 км от МРЛ для устранения влияния «местников» контуры близко расположенных к МРЛ РОЗО были получены при угле возвышения антенны $3-3,5^\circ$. Определение районов с дождевой облачностью и выпадением осадков вокруг Ленинграда и над самим городом в течение всего летнего периода (июнь—август 1979 г.) производилось ежечасно с 9 до 21 ч московского времени (всего было выполнено 1064 часовых наблюдений).

В процессе получения штормовой информации за каждое от-

дельное наблюдение (1—2 раза в час) оператор в течение 5—8 мин производил в слое 0—2 км измерения $\lg z_{1a \max}$ в дискретных ячейках пространства 10×10 км. Для выявления возможности применения МРЛ в целях оценки пространственного распределения сумм осадков в радиусе 100 км от МРЛ, согласно [85], по окончании отдельного ежечасного цикла наблюдений производился расчет величины $Q_{\text{рл}}$ за N часов:

$$Q_{\text{рл} N} = \sum_{i=1}^N \bar{Q}_i (\lg z_{1a \max}), \quad (2.20)$$

где $\lg z_{1a \max}$ — максимальное значение отражаемости в квадрате 10×10 км или 30×30 км, измеренное в любой момент времени один раз в час; $\bar{Q}_i$ — условное среднее значение количества осадков (мм) в квадрате 10×10 или 30×30 км за 1 ч. Каждому диапазону значений $\lg z_{1a \max}$ соответствует одно значение $\bar{Q}_i$ [81] (см. табл. 2.11), округленное до целого.

При наблюдениях за N часов слой осадков в квадрате дискретизации суммируется и относится к тем квадратам, в которых было отмечено радиоэхо с величиной $\lg z_{1a} > 0,0$ ($I > 0,5$ мм/ч). Для сравнения и анализа радиолокационной информации привлекались данные из ежемесячных таблиц ТМ-1 о количествах осадков в период с 9 до 21 ч по 17 метеостанциям, расположенным вокруг МРЛ в радиусе 100 км.

Рассмотрим достоверность радиолокационных оценок сумм осадков за полусутки.

Для выявления условий, при которых могут быть достигнуты наименьшие расхождения двух способов оценки количества выпавшего дождя по данным МРЛ, были выбраны три параметра, характеризующие суммарное количество осадков в пункте измерения:

$(Q_{10 \times 10})_{\text{рл}}$ — радиолокационная оценка суммы жидких осадков по максимальной отражаемости в квадрате 10×10 км;

$(Q_{30 \times 30})_{\text{рл}}$ — радиолокационная оценка суммы жидких осадков по максимальному значению отражаемости в квадрате 10×10 км для квадрата 30×30 км (выборка одного максимального значения $(Q_{10 \times 10})_{\text{рл}}$ по девяти квадратам размером 10×10 км);

$(\sum Q_{10 \times 10})_{\text{рл}}$ — радиолокационная оценка суммы жидких осадков в квадрате 30×30 км по результатам суммирования количества осадков в девяти квадратах размером 10×10 км.

В табл. 2.16 представлены повторяемости сочетаний четырех возможных комбинаций дней с дождем и без дождя при сравнении двух способов наблюдения за осадками. Повторяемость оправдавшихся оценок и была определена по формуле

$$\hat{n} = \frac{n_{11} + n_{22}}{n_{00}}. \quad (2.21)$$

Повторяемость (число случаев) дней с дождем и без дождя по данным наземных дождемеров и результатам радиолокационных наблюдений по ячейкам 10×10 км (числитель) и 30×30 км (знаменатель) в период с 9 до 21 ч

Данные МРЛ	Данные дождемерной сети		Сумма
	дождь	без дождя	
Дождь	$n_{11} \frac{317}{480}$	$n_{12} \frac{82}{235}$	$n_{10} \frac{399}{715}$
Без дождя	$n_{21} \frac{190}{55}$	$n_{22} \frac{745}{649}$	$n_{20} \frac{935}{704}$
Сумма	$n_{01} \frac{507}{535}$	$n_{02} \frac{827}{884}$	$n_{00} \frac{1334}{1419}$

Расчеты показывают, что повторяемость достоверных оценок при альтернативном определении дней с дождем для двух масштабов сравнения (квадраты дискретизации 10×10 и 30×30 км)

одинакова: $\hat{u} = 80\%$. Однако при дискретизации 10×10 км основной вклад в неоправдавшиеся 20 % вносят «пропуски» зон осадков (n_{21} составляет 190 случаев). Наоборот, при дискретизации 30×30 км наибольший вклад в неоправдавшиеся случаи при альтернативном определении дней с дождем по данным МРЛ дают «лишние» осадки (n_{12} составляет 235 случаев), обнаруженные РЛС в пределах квадрата 30×30 км, которые могли оказаться не дождевыми облаками (т. е. Си сопг. без дождя) либо небольшими по площади дождевыми мезомасштабными ячейками Сб, осадки из которых миновали наземный измеритель дождя (т. е. выпали поблизости) или не достигли земной поверхности.

Для квадратов 10×10 км превышение «потерь» над «избытком» осадков составило за сезон 364,4 мм. Для квадратов 30×30 км превышение «избытка» над «потерями» составило 200,6 мм. Легко проследить зависимость повышения «потерь» и уменьшения «избытка» осадков с увеличением расстояния от центра к периферии площади радиолокационного обзора (рис. 2.7).

На рис. 2.8 показана зависимость от расстояния относительной ошибки $\Delta Q^*/Q_{мс}$ определения суммарных количеств дождя только для тех случаев, когда МРЛ либо ничего не обнаруживал (на фоне небольших дождей по данным наземных дождемеров — «потерянные» осадки $Q_{пот}$), либо отмечал в течение полусуток различные количества осадков, а наземные дождемеры их не

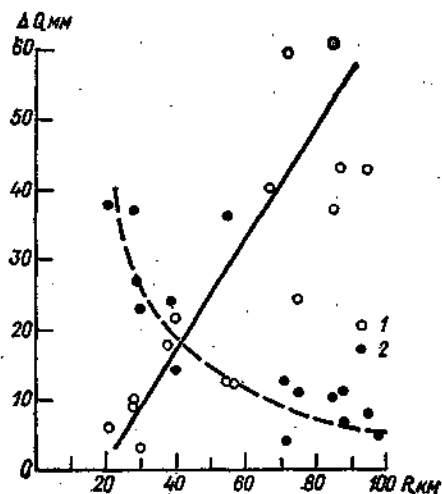


Рис. 2.7. Зависимость общего количества «потерянных» осадков для квадратов разрешения 10×10 км (1) и «лишних» осадков для квадратов 30×30 км (2) от расстояния R до центра квадрата.

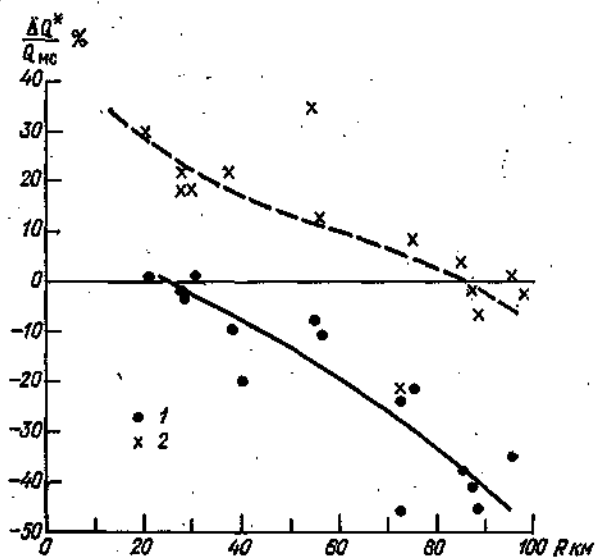


Рис. 2.8. Зависимость относительной ошибки $\Delta Q^*/Q_{мс}$ (%) радиолокационного способа оценки суммы осадков для случаев «потерянных» и «лишних» дождей от расстояния R до центра квадрата разрешения 10×10 км (1) и 30×30 км (2).

фиксировали («лишние» осадки $Q_{изб}$). Величина ΔQ^* рассчитывалась по формуле

$$\Delta Q^* = Q_{изб} - Q_{пот}. \quad (2.22)$$

Согласно рис. 2.8, МРЛ обнаруживает в радиусе 60 км на 10—25 % осадков больше по сравнению с данными, полученными на сети наземных дождемеров (30×30 км, кривая 2). На расстоянии более 60 км из-за ослабления радиоволн в осадках эта разница уменьшается до 0 и даже может стать отрицательной за счет вклада «потерянных» дождей. При обработке информации по квадратам 30×30 км будет происходить также некоторое завышение числа дней с дождем. Для квадрата разрешения 10×10 км типично явление «потери» осадков, достигающей 45 % общего количества выпавшего дождя.

В табл. 2.17 приводится распределение отношений величин полусуточных сумм осадков по данным сети дождемеров и радиолокационным данным при обработке информации по квадратам 30×30 км ($K_g = Q_{мс}/Q_{рл}$). Распределение получено только для тех дней и таких дождемерных станций, для которых имелась пара значений полусуточных сумм дождя ($Q_{мс}$ и $Q_{рл}$, всего 480 случаев). Из табл. 2.17 видно, насколько велики вариации отношения оцениваемых сумм осадков за полусутки. Для дождей в радиусе 60 км в 52 % случаев по измерениям МРЛ было получено завышение Q , причем отмечается монотонное уменьшение повторяемости P (%) с увеличением K_g .

Таблица 2.17

Повторяемость P (%) различных градаций отношения K_g по данным реперной дождемерной сети и радиолокационным оценкам в ячейках дискретизации размером 30×30 км (в скобках — число случаев)

K_g	R км		
	0—100	0—60	60—100
0,0—1,0	39,5 (190)	52 (120)	28 (70)
1,1—2,0	17,7 (85)	17 (40)	18 (45)
2,1—3,0	10,8 (52)	8 (19)	13 (33)
3,1—4,0	8,0 (38)	6 (13)	10 (25)
4,1—5,0	5,8 (28)	6 (14)	5,6 (14)
5,1—6,0	2,5 (12)	2 (5)	2,8 (7)
6,1—7,0	1,9 (9)	1,7 (4)	2 (5)
7,1—8,0	1,5 (12)	2 (5)	2,8 (7)
8,1—9,0	1,9 (9)	1 (2)	2,8 (7)
9,1—10,0	2,1 (10)	1,3 (3)	2,8 (7)
10,1—20,0	6,2 (30)	3 (6)	9,7 (24)
20,1—30,0	0,6 (3)	—	1,2 (3)
30,1—40,0	0,2 (1)	—	0,4 (1)
40,1—50,0	—	—	—
50,1—60,0	0,2 (1)	—	0,4 (1)
	100,0 (480)	100,0 (231)	100,0 (249)

Для дождей в радиусе 60—100 км общая закономерность в распределении K_g сохраняется, однако число дождей, для которых суммы осадков по данным МРЛ оказывались заниженными, возросло до 72 % (см. табл. 2.17). Причем в 25 % случаев МРЛ занижал полусуточные суммы осадков более чем в 5 раз, в 12 % случаев — более чем в 10 раз. В радиусе 0—60 км соответствующие повторяемости указанных отношений K_g ниже (для $K_g > 5$ $P = 11$ %, для $K_g > 10$ $P = 3$ %).

Увеличение числа дождей, для которых МРЛ дает заниженные суммы осадков в пределах 60—100 км от МРЛ, определяется ослаблением радиоволн в осадках и влиянием кривизны Земли.

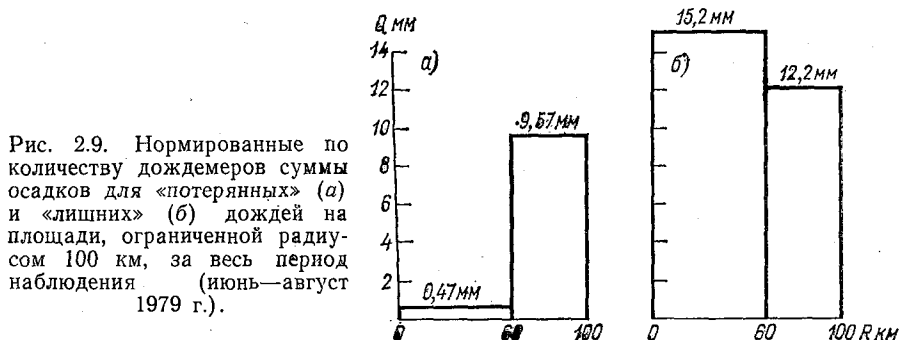


Рис. 2.9. Нормированные по количеству дождемеров суммы осадков для «потерянных» (а) и «лишних» (б) дождей на площади, ограниченной радиусом 100 км, за весь период наблюдения (июнь—август 1979 г.).

Подтверждением этому могут служить две диаграммы на рис. 2.9. На рис. 2.9 а приведены абсолютные суммы осадков, которые отнесены к «потерям» осадков на площади, на расстоянии 0—60 и 60—100 км от МРЛ, поскольку не были обнаружены. Суммы «потерянных» осадков за сезон нормированы на число дождемеров. На рис. 2.9 б показаны абсолютные суммы осадков, которые получены радиолокационным способом измерения в дни без дождя по данным наземных дождемеров.

Из рис. 2.9 видно, что «потери» осадков в радиусе 60 км ничтожно малы, в то время как в пределах 60—100 км количество «потерянных» осадков в 20 раз больше. Для случаев обнаружения на МРЛ «лишних» дождей среднее количество полусуточных сумм осадков для указанных зон почти одинаково.

Точность оценки суммы дождя за 12 ч с помощью МРЛ для дней с разными полусуточными величинами Q будет не одинакова. Не одинаков, как показывает анализ, и вклад в общее количество осадков за сезон на площади радиусом 100 км дней с разными суммами осадков.

Из табл. 2.18 видно, что 66 % измеренных осадков отмечались в дни, когда их выпадало 5 мм за 12 ч и более. Дни с количеством осадков за 12 ч 0,1—1 мм составили только 4 %. Из этого можно заключить, что при использовании рекомендуемого радиолокационного способа для 21 % случаев дней с дождем (66 % выпавших осадков) будут получены достоверные результаты,

Таблица 2.18

Повторяемость (число дней, в скобках — проценты) различных градаций сумм осадков за 12 ч и соответствующее им суммарное количество осадков (в скобках — повторяемость, %) по данным 17 метеостанций в радиусе 100 км от МРЛ за сезон 1979 г. (июнь—август)

	Количество осадков, мм			
	0,1—0,9	1—4,9	≥5	Сумма
Число дней	173 (32)	249 (47)	113 (21)	535 (100)
$\sum_{i=1}^{17} Q_i$ мм	76,9 (4)	588,7 (30)	1289,7 (66)	1955,3 (100)

Примечание. $\sum_{i=1}^{17} Q_i$ — суммарное количество дождя за сезон по данным 17 метеостанций.

близкие по точности и не выходящие за пределы погрешности стандартной сети осадкомеров средней плотности.

Следует дополнительно отметить, что ошибки предложенного радиолокационного метода измерений Q необходимо рассматри-

Таблица 2.19

Повторяемость (%) различных значений относительной изменчивости сумм сильных осадков в близко расположенных точках измерения (8—12 км) для 55 дождей летом 1979 г. в Ленинградской области (в скобках — число случаев)

$(Q_{\max} - Q_{\min})/Q_{\min}$	% . . . 50	51—100	101—200	>201
Повторяемость, % . . .	16 (9)	18 (10)	13 (7)	53 (29)

вать с учетом реальной изменчивости осадков на расстоянии, соответствующем размеру квадрата пространственного разрешения на МРЛ. Общепринято, что чем больше изменчивость метеовеличины в пространстве, тем больше могут быть ошибки измерений этой метеовеличины.

Анализ изменчивости полусуточных сумм осадков для шести пар близко расположенных дождемерных измерителей, расстояние между которыми не превышает 10—12 км, приводится в табл. 2.19. В качестве исходных были взяты дни с существенным выпадением осадков, когда их количество за 12 ч составило более 5 мм. Анализ табл. 2.19 указывает на относительно высокую точность измерений сильно изменяющихся над территорией сумм осадков по данным МРЛ по сравнению с дискретными данными стандартной сети станций и постов. Как видно из табл. 2.19, для 66 % рассмотренных дождей относительная пространственная

изменчивость превышает ошибку радиолокационного способа измерений. Для 18 % дождей относительная изменчивость их сумм на расстоянии, соответствующем размеру квадрата (10 км), примерно соответствует погрешности радиолокационного способа измерения. И только в 16 % случаев данные МРЛ не совсем совпадают с результатами измерения наземными дождемерами. Эта разница не превышает ± 5 мм за 12 ч. Для менее плотной сети дождемеров выигрыш в точности измерений с помощью МРЛ будет еще больше.

По результатам наблюдений на автоматизированном комплексе МРЛ—ЭВМ в 1981 г. с помощью численного эксперимента было проверено соотношение $z - \bar{Q}$ для тех же квадратов 10×10 и 30×30 км [86].

В дальнейшем был проведен численный эксперимент для квадратов 5×5 км. При этом расчет $z_{5 \times 5}$ в квадрате 5×5 км производился по следующему алгоритму [76]

$$z_{5 \times 5} \sim \max \left\{ \bar{P} = \frac{1}{FL} \sum_{f=1}^F \sum_{l=1}^L P_{fl} \right\}_{5 \times 5}, \quad (2.23)$$

где P_{fl} — мгновенные отсчеты мощности на выходе аналого-цифрового преобразователя устройства предварительной обработки, L — число осредняемых элементов разрешения по наклонной дальности (1 км), F — число осредняемых посылок МРЛ, равное 8.

Определив величину $z_{5 \times 5}$ по (2.23), можно получить максимальную мгновенную интенсивность осадков I (мм/ч) на площади квадрата 5×5 км. Величина I рассчитывалась по $z_{5 \times 5}$ с помощью формулы (2.6), соотношения 6 из табл. 2.7 и соотношения $z - \bar{Q}$ из табл. 2.11. Количество осадков $Q_{(5 \times 5)_j}$, выпавших в j -м квадрате 5×5 км за время T рассчитывалось по формуле

$$Q_{(5 \times 5)} = \sum_{i=1}^{T/\Delta t} I_i \Delta t, \quad (2.24)$$

где i — порядковый номер интервала $\Delta t = 6-7$ мин.

За количество осадков в квадрате большего размера принималось суммарное количество осадков $Q_{(5 \times 5)_j}$ по квадратам 5×5 км, расположенным внутри большого квадрата, за период $T = 3$ ч, осредненное по площади большого квадрата. Площадь последнего разбивалась на элементарные квадраты 5×5 км. Если вся площадь большого квадрата была занята осадками, то для квадрата 10×10 км элементарных квадратов было 4, для квадрата 15×15 км — 9, для квадрата 30×30 км — 36. Тогда количество

осадков в k -м большом квадрате Q_k за $T=3$ ч рассчитывалось по формуле

$$Q_k = \frac{1}{n_k} \sum_{i=1}^{n_k} Q_{(5 \times 5)_i}, \quad (2.25)$$

где n_k — количество квадратов 5×5 км с осадками внутри большого квадрата ($n_k = 1 \dots 36$).

Для уточнения координат метеостанций (МС) относительно МРЛ по квадратам 5×5 км вокруг МС выбирались 9 квадратов и тот из них, для которого абсолютная разность количества осадков Q между данными МРЛ и МС была наименьшей, принимался за истинное местоположение МС. Результаты измерений Q в этом квадрате 5×5 км служили для сопоставления наземных и радиолокационных данных.

В качестве критериев совпадения данных были выбраны минимальное значение среднего и дисперсия разности ΔQ_m между количеством осадков на МС за $T=12$ ч (Q_{mc}) и количеством осадков по данным комплекса МРЛ—ЭВМ (Q_m) за тот же срок:

$$\Delta Q_{mc} = Q_{mc} - Q_m. \quad (2.26)$$

Среднее $\Delta \bar{Q}_m$ и дисперсия $\sigma^2_{\Delta Q_m}$ рассчитывались за весь период наблюдений, при этом $N = \sum m = 66$ (табл. 2.20).

Таблица 2.20

Критерии сопоставления наземных и радиолокационных данных для различных соотношений $z-I$ и размеров ячеек (66 случаев)

Критерий	$z_0=200I^{1,6}$			$z_0=180I^{1,87}$		$z-\bar{Q}$ (табл. 2.11)	
	5×5	10×10	30×30	10×10	30×30	10×10	30×30
$\Delta \bar{Q}_m$ мм/12 ч	-1,3	-1,7	-0,5	2,8	3,3	1,0	-3,3
$\Delta Q_{m \max}$ мм/12 ч	34,4	20,1	51,7	52,2	61,2	45,0	45,0
$\Delta Q_{m \min}$ мм/12 ч	-53,9	-52,0	-44,2	-15,1	-10,3	-23,0	-35,0
$\sigma^2_{\Delta Q_{m \min}}$ (мм/12 ч) ²	162	137	128	88	94	85	142
$K_{\text{кор}}$	0,49	0,62	0,43	0,49	0,40	0,53	0,39

Максимальные значения коэффициентов корреляции $K_{\text{кор}}$ между Q_{mc} и Q_m для квадратов 10×10 км составило 0,49—0,62; для квадрата 15×15 км — 0,35; для квадрата 30×30 км — 0,3—0,43. При 5 %-ном уровне значимости коэффициент корреляции равен 0,24, а при 1 %-ном 0,32 (табл. 2.20). Анализ экспериментальных данных табл. 2.20 показывает, что оптимальным для радиолокационного измерения жидких осадков следует считать размер квадрата 10×10 км, так как только при такой дискретизации площади в результате последующего сопоставления данных ра-

диолокационных и наземных наблюдений за осадками была получена наименьшая дисперсия абсолютной ошибки радиолокационного метода измерений $\sigma_{\Delta Q_m}^2$. Для сумм осадков, полученных по квадратам 10×10 км, отмечены также относительно более высокие коэффициенты корреляции между значениями сумм осадков за 12 ч по радиолокационным стандартным дождемерным наблюдениям.

Оптимальным соотношением $z-I$ для радиолокационной оценки количества осадков следует считать соотношение $z = 180^{1,87}$, поскольку его применение обеспечивает наименьшие значения абсолютных ошибок ΔQ_m , особенно в случае выпадения слабых осадков. При выпадении сильных осадков погрешность примерно одинакова для всех трех соотношений. Оценка $\bar{Q}$ и z в квадрате 10×10 км дала вполне приемлемые результаты.

2.4. Пространственное распределение радиоэха облаков и осадков вокруг больших городов

Необычайно быстрое увеличение числа городов с миллионным населением и концентрация крупных промышленных предприятий и индустриальных комплексов поблизости от них выдвигает в число актуальных вопрос о влиянии городов и промышленных зон на микроклимат и погоду в самих городах и их окрестностях.

В ряде работ советских и зарубежных авторов [149, 150, 178, 185, 186] обсуждаются особенности метеорологического режима города, а также причины образования особого городского микроклимата. Известно, например, что в городах и окрестностях уменьшается прозрачность воздуха, изменяется его химический состав, повышается температура и понижается влажность. Существенно изменяется также ветровой поток. В районе Ленинграда, например, в дневное время могут появляться настоящие бризы. Большие города и индустриальные зоны также влияют на образование облачности и усиление осадков над городом в летнее время. Авторы [185] отмечают, что масштаб атмосферных изменений может намного превышать площадь самого города. В частности, для шести больших городов в Северной Америке (Вашингтон, Хьюстон, Нью-Орлеан, Чикаго, Кливленд, Сент-Луис) отмечено увеличение осадков над городом и с подветренной стороны на 10—30 %, возрастает повторяемость гроз и града. Влияние города выражается также в увеличении скорости конвективных потоков, высоты и долговечности радиоэха C_b [178], повторяемости образования первых радиоэхо с подветренной от города стороны. Этот район, по оценке [178], ограничивается в длину одним часом ветрового движения и характеризуется двухкратным увеличением повторяемости первых радиоэхо по сравнению с ближайшими сельскими районами.

Необходимо отметить, что выявление закономерностей влияния больших городов на погоду должно изучаться конкретно для

каждого города, для неповторимого сочетания определенных орграфических условий и с учетом специфичности синоптических процессов, преобладающих в данной местности.

Оценим сначала (на примере Ленинграда) влияние крупного промышленного центра на пространственное распределение осадков и конвективной облачности, которое может быть получено по данным радиолокационных метеорологических наблюдений [84] по методике, рассмотренной в п. 2.3.

Средняя повторяемость радиоэха облачности и зон осадков (РОЗО) по данным первичной обработки над квадратом 10×10 км в среднем составила 52 случая. Соответствующая относительная продолжительность РОЗО над индивидуальной площадью $S_i = 100 \text{ км}^2$ равнялась 5 % всего периода наблюдений МРЛ в радиусе 100 км (1064 ежечасных срока). Для Ленинграда относительная продолжительность осадков (по данным ГМО) за 30 лет для трех летних месяцев в ночную и дневную половину суток составила 158 ч, что соответствует 7 % периода, взятого для климатического обобщения. Это сравнение показывает, что радиолокационные данные являются вполне репрезентативным источником информации о режиме РОЗО в интересующем районе и могут использоваться для исследований аномалий в распределении РОЗО.

2.4.1. Пространственное распределение повторяемости

Анализ пространственного распределения повторяемости (часы) РОЗО над городом и его окрестностями (рис. 2.10), в том числе над территорией с различным характером подстилающей поверхно-

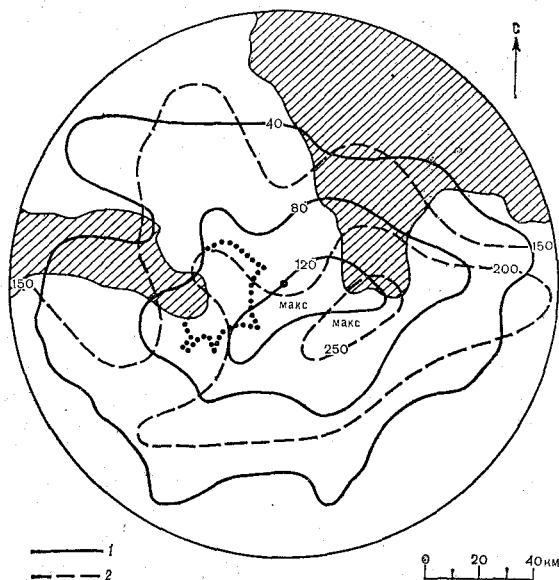


Рис. 2.10. Изолинии повторяемости (ч) РОЗО в дневное время (8—20 ч) (1) и продолжительности (ч) ливней по наблюдениям метеорологических станций (2) в пригороде Ленинграда летом 1979 г.

Точками показана граница города.

сти, показывает, что радиоэхо наиболее часто отмечалось над городом и восточнее Ленинграда на расстоянии до 60 км. В районе Воейково—Петрокрепость (южный берег Ладожского озера) за сезон радиоэхо наблюдалось в течение 130—137 ч, а над Ленинградом — 93—129 ч. Относительный минимум повторяемости РОЗО отмечается над акваториями Ладожского озера и Финского залива (в среднем 35 ч над площадью $S=100 \text{ км}^2$). Над такой же площадью суши в южной половине территории обзора повторяемость радиоэха составила 46 ч, т. е. на 30 % больше, чем над акваториями.

2.4.2. Продолжительность существования РОЗО

Заметное сходство с описанными особенностями повторяемости РОЗО над городом и вокруг него обнаруживает также распределение продолжительности времени существования ливней летом 1979 г. на метеостанциях в Ленинграде и ближайших пригородах (см. рис. 2.10, кривые 2). Следует отметить, что продолжительность ливней по данным наземной сети была получена при круглосуточных наблюдениях, в то время как данные о повторяемости РОЗО относятся к периоду 9—21 ч. Данные рис. 2.10 позволяют выявить районы, над которыми ливневые дожди имели наибольшую и наименьшую продолжительность.

В частности, максимальная продолжительность ливней в районе Петрокрепости почти в 2 раза больше, чем в Рошино, Сухо-Маяке, Озерках, где отмечался относительный минимум. Значения продолжительности РОЗО над различными площадями суши с $S_i=100 \text{ км}^2$ могут различаться еще больше.

В табл. 2.21 приведены средние и максимальные повторяемости РОЗО в радиусе 100 км над элементарной (единичной) площадью $S_i=100 \text{ км}^2$, а также средние значения повторяемости РОЗО для города и акваторий, нормированные относительно единичной площади размером $10 \times 10 \text{ км}$. В табл. 2.21 все данные наблюдений распределены между двумя типами синоптических процессов (внутримассовые и фронтальные). Из таблицы видно, что повторяемость РОЗО над большим городом примерно в 3 раза больше, чем над акваториями озера и залива и, в частности, в 2 раза превышает среднее число сроков наблюдений РОЗО в районе с радиусом 100 км. Из таблицы также следует, что для фронтальных ситуаций характерна относительно более высокая, чем для внутримассовой ситуации, повторяемость РОЗО над площадью $S_i=100 \text{ км}^2$. Относительная максимальная продолжительность РОЗО достигает 40 % времени от всего периода с такими метеорологическими условиями.

В случае облачности внутримассового происхождения относительная продолжительность РОЗО над площадью $S_i=100 \text{ км}^2$ не превышает 7 % времени всего периода с внутримассовым характером погоды в районе наблюдения.

Средняя ($\bar{n}$) и максимальная ($n_{\max}$) повторяемость (число случаев) РОЗО за 1 ч над единичной площадью размером 10×10 км над городом и окрестностями в радиусе 100 км в 1979 г.

Тип облачности и осадков	Число случаев за период наблюдения	$\bar{n}$			$n_{\max}$ в радиусе 100 км	$n_{\max}/\bar{n}$
		над городом	над экваторией	в радиусе 100 км		
Внутримассовые конвективные	837	47	14	21	58	7
Фронтальные	227	66	21	31	91	40
Сумма	1064	113	35	52	137	13
Осадки с $I \geq 12$ мм/ч	1064	10	2	3	15	1,5

Примечание. Интенсивность $I \geq 12$ мм/ч соответствует $\lg z_0 \geq 2$ ($z_0 \geq 38$ дБз).

2.4.3. Распределение осадков с интенсивностью $I \geq 0,2$ мм/мин

По данным МРЛ максимальная продолжительность осадков при $I \geq 0,2$ мм/мин ($z_0 \geq 38$ дБз) (табл. 2.21) над $S_t = 100$ км² отмечалась в районе города и южнее (в окрестности Пулковских высот), а также восточнее Ленинграда на расстояниях до 60—70 км. В названных районах относительная продолжительность радиоэха ливней с $I \geq 0,2$ мм/мин не превышала 1—1,5 % времени

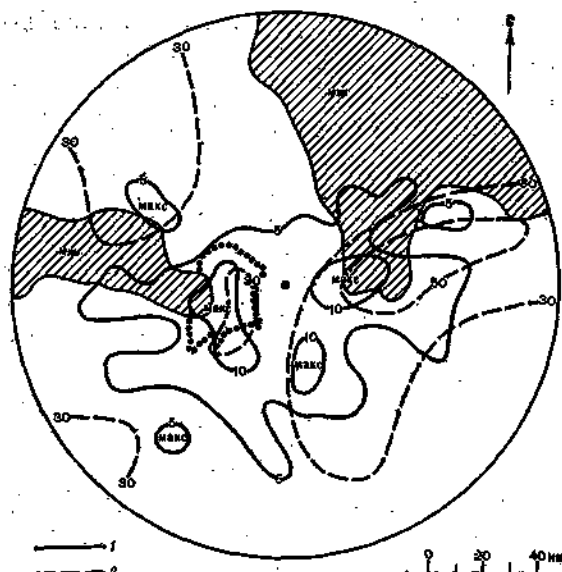


Рис. 2.11. Изолинии повторяемости (ч) радиоэха особо сильных ливней с $I \geq 0,2$ мм/мин в дневные сроки по данным МРЛ (1) и продолжительности (ч) гроз по данным метеостанций (2) на территории Ленинградской области в июне—августе 1979 г.

всего периода наблюдений. Повторяемость радиоэха ливней с $I \geq 0,2$ мм/мин показана на рис. 2.11 (кривые 1). Севернее Ленинграда ливни такой интенсивности редки. Для сопоставления с данными МРЛ могут быть привлечены полученные на сети наземных станций сведения о продолжительности гроз в области радиолокационного обзора за три летних месяца 1979 г. (рис. 2.11, кривые 2). Положение района максимальной продолжительности гроз в основном совпадает с положением района, где отмечена наибольшая повторяемость РОЗО сильных ливней.

Как видно из табл. 2.21, повторяемость осадков с большой интенсивностью над $S_i = 100$ км² в городе и над акваторией в среднем за сезон не одинакова. Над городом сильные осадки отмечаются в 5 раз чаще, чем над акваторией озера и залива. По-видимому, это связано с влиянием городской застройки на воздушный поток. В работе [150] показано, что и при слабых и при сильных ветрах непосредственно перед городом и над ним образуются восходящие движения тем более сильные, чем больше скорость ветра. Скорость воздушных потоков на уровне облаков над городом возрастает в результате уменьшения горизонтальной составляющей ветра в нижних слоях за счет препятствий в виде зданий и высотных построек. Над городом образуется так называемая зона («подушка») малоподвижного воздуха, которая оказывает влияние на горизонтальное перемещение воздуха до высоты в несколько сотен метров. Вновь поступающие массы воздуха вынуждены подниматься вверх, за счет чего их скорость над городом и с наветренной от него стороны увеличивается. На подветренной стороне «подушки» скорость ветра резко уменьшается. По этой причине над городом могут существовать дождевые облака, состоящие из капель и кристаллов, размеры которых превышают критические, и которые дольше, чем обычно, остаются в облаке, так как несущая способность воздуха при сильном ветре (над городом) увеличивается. Капли из такого облака быстро выпадают и осадки из облака ослабевают там, где скорость ветра резко уменьшается, т. е. на подветренной стороне рядом с границей городской застройки. Этим в свою очередь можно объяснить тот факт, почему на слабые и умеренные осадки город не оказывает заметного влияния. В районе Ленинградской области слабые и умеренные осадки составляют не менее 75—80 % общего количества осадков, достигающих поверхности Земли [2], поэтому следует ожидать, что здесь влияние города будет сказываться только на 20—25 % дождей.

2.4.4. Распределение РОЗО и потоки на АТ₇₀₀

Влияние большого города на распределение всех РОЗО в смежных с ним районах более детально анализируется с помощью рис. 2.12. На рисунке приведены диаграммы нормированной повторяемости случаев обнаружения РОЗО на площади размером 100 км² для города и пригорода в радиусе 60 км в зави-

симости от направления ветра на AT_{700} . В центральном квадрате каждой диаграммы приводится средняя повторяемость РОЗО для ячейки 10×10 км над городом.

Из анализа рис. 2.12 следует, что при ветрах северной и западной четверти отмечается заметное влияние города на повторяемость или продолжительность существования РОЗО в подветренных от города секторах пригорода (т. е. в южном и восточном), где повторяемость РОЗО увеличилась в 2 раза (продолжительность РОЗО возросла в случае северного ветра от 3 до 6 ч, а в случае западного ветра от 11 до 19 ч). В случае воздушных потоков восточного и южного направления на подветренной от города стороне увеличения повторяемости РОЗО не отмечается.

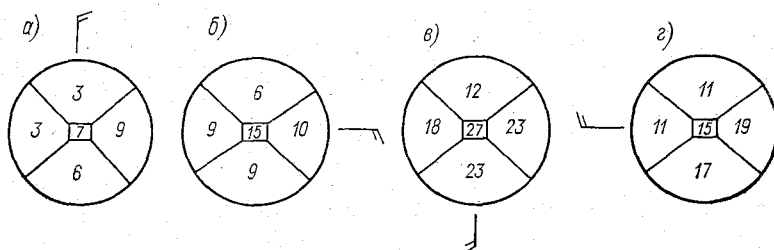


Рис. 2.12. Нормированные повторяемости РОЗО (число ежечасных наблюдений) над площадью $S=100$ км² для пригорода ($R=60$ км) и района городской застройки при различном направлении ветра на AT_{700} .

а) 316–45° (северная четверть), б) 46–135° (восточная четверть), в) 136–225° (южная четверть), г) 226–316° (западная четверть).

Относительный же максимум повторяемости РОЗО над городом отмечается независимо от направления адвекции воздуха, перемещения облачных систем и интенсивности осадков.

Необходимо отметить, что характеристика повторяемости РОЗО не обязательно должна совпадать с имеющимися климатологическими данными о продолжительности осадков. Радиолокационные данные включают в себя более широкий спектр возможных форм ливнеопасной облачности, Сб в предливневой и послеливневой стадиях, а именно этих данных нет в климатологических справочниках.

Описанный характер влияния промышленной зоны и городской застройки на распределение РОЗО вокруг Ленинграда (по наблюдениям на МРЛ) косвенно подтверждается также данными о средней продолжительности ливней за более длительный период наблюдений сети наземных метеостанций (рис. 2.13).

Таким образом, найденные особенности распределения РОЗО над городом и в пригороде в летний период определяются не только влиянием особых городских условий на процессы осадкообразования с подветренной от города стороны, но и воздействием акваторий Финского залива и Ладожского озера. Послед-

ние являются существенными стабилизирующими факторами для развития конвективных облачных процессов в дневное время, что особенно заметно при анализе процессов движения облачных систем к городу с юга и востока.

Полученные экспериментальные данные показывают, что поле всех радиолокационных характеристик облачности и осадков на сравнительно ограниченной территории вокруг большого города имеет неоднородный характер.

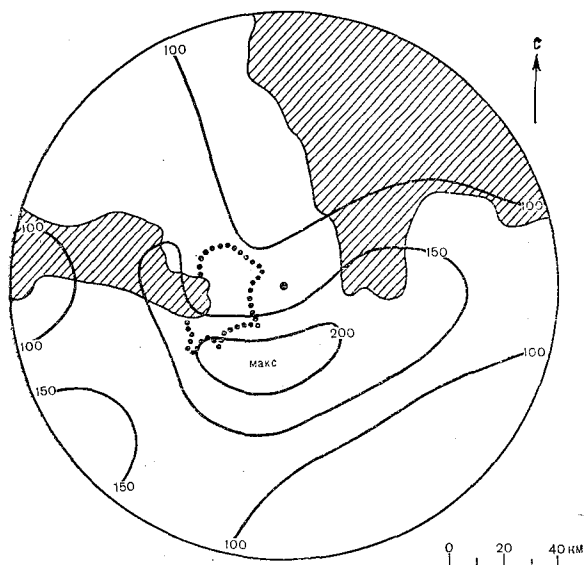


Рис. 2.13. Средняя продолжительность (ч) ливней в пригороде Ленинграда за 9 летних сезонов (1966, 1967, 1969, 1970—1972, 1974, 1976, 1979 гг.).

Выявленные неоднородности в распределении радиоэха облачности и осадков на площади, существенно меньшей масштабов синоптических процессов, определяются эффектами взаимодействия процессов облако- и осадкообразования различных масштабов, пока еще не в полной мере изученными. Для других крупных городов результаты аналогичных оценок могут не совпадать с полученными для Ленинграда. Поэтому детальное изучение особенностей мезомасштабного распределения облачности, осадков и грозowych явлений должно проводиться для каждого крупного промышленного и административного центра с учетом местных условий.

Изложенные в п. 2.3 и 2.4 методика экспериментальных наблюдений за облачностью с помощью МРЛ, расположенных в непосредственной близости от больших городов, и методики обра-

ботки первичных данных могут быть использованы для получения характеристик осадков и грозовых явлений при решении задач локального мониторинга климата.

Глава 3

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДИОЭХА СЛОИСТООБРАЗНОЙ ОБЛАЧНОСТИ

3.1. Наблюдения за слоистообразной облачностью на МРЛ

В п. 1.4 и табл. 1.11 приведены некоторые особенности радиоэха слоистообразной облачности, к которой по радиолокационной классификации относятся все формы облаков, кроме конвективных.

Известно, что спектр капель в облаках, не дающих осадков, для диапазона изменения радиусов капель от 2 до 30 мкм описывается гамма-распределением с индексом $\alpha=2$ [15]. В диапазоне радиусом капель от 50—85 до 100—1000 мкм (сверхкрупные частицы) спектр капель в облаках, не дающих осадков, хорошо аппроксимируется степенной зависимостью [15]:

$$N(a) = N_1 (a_1/a)^{\beta-1}, \quad (3.1)$$

где N_1 — концентрация (м^{-3}) капель с $a_1 > 85$ мкм.

В тонких облаках St, Sc, As мощностью (толщиной) $\Delta H < 200$ м обычно $N_1 \approx 0$ и сверхкрупные капли отсутствуют. Для таких облаков при влажности $0,1 \text{ г} \cdot \text{м}^{-3}$ $z_a = 10^{-5} \dots 10^{-4} \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$ и при влажности $1 \text{ г} \cdot \text{м}^{-3}$ $z_a = 10^{-4} \dots 10^{-3} \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$. Увеличение ΔH облаков типа Sc и St от 300 до 600 м сопровождается ростом средней (по всему облаку) влажности, появлением сверхкрупных частиц и увеличением их концентрации более, чем на порядок.

Выражение (3.1) справедливо до радиуса $a_{\max}$, при котором $N(a_{\max}) = 0,2 \text{ м}^{-3}$:

$$a_{\max} = (5N_1)^{1/\beta-1} a_1. \quad (3.2)$$

В слоисто-кучевых облаках $\beta_{\text{ср}} = 6,3$; $N_1 = 2 \cdot 10^2 \text{ м}^{-3}$; $a_{\max} = 300$ мкм, а в слоистых — $\beta_{\text{ср}} = 7,6$; $N_1 = 10^3$, $a_{\max} = 300$ мкм [15].

Появление крупных частиц в облаках увеличивает их отражаемость не менее, чем на порядок ($z_a = 10^{-2} \dots 10^{-3} \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$) и позволяет тем самым обнаруживать их на МРЛ с потенциалом $\Pi'_M = 48 \dots 52$ дБ, рассчитанным по формуле (1.19).

В кристаллических облаках z заметно больше, чем в капельных. Размеры кристаллов в облаках составляют обычно сотни микрометров вдоль большой оси, при толщине пластин и столбиков, равной десяткам микрометров; концентрация — единицы и десятки в 1 м^3 в облаках верхнего яруса и десятки и сотни в 1 м^3 в системе Ns—As [15, 16, 21, 122]. Эксперименты по обнаружению облаков слоистых форм на МРЛ с $\Pi'_m = 50 \text{ дБ}$ дают лучшие значения вероятности обнаружения зимой, чем летом (табл. 3.1) [112, 127].

Таблица 3.1

Вероятность (%) обнаружения облаков слоистых форм на сантиметровом канале МРЛ ($\Pi'_m = 50 \text{ дБ}$)

Сезон	Форма облаков	Расстояние, км	
		3—5	50
Лето	As	90	35
	Ac	70	40
	Sc, St	60	25
Зима	Ac	80	50
	Sc, St	80	70
	As	100	70

Результаты расчетов с использованием данных работы [15] показывают что для МРЛ с $\Pi'_m = 50 \text{ дБ}$ максимальный радиус обнаружения облаков $R_{\max}$ возрастает от 18 до 40 км при увеличении мощности St от 220 до 1300 м. При увеличении мощности Sc от 100 до 500 м и наличии крупных частиц $R_{\max}$ возрастает от 2,5—6,5 до 20 км. При указанном выше возрастании концентрации частиц с увеличением мощности облаков при том же потенциале МРЛ радиус обнаружения $R_{\max}$ кристаллических и смешанных облаков с крупными частицами размером более 100 мкм достигает 60—100 км.

Из анализа табл. 3.1 и 3.2 следует, что МРЛ с $\Pi'_m = 50 \text{ дБ}$ обнаруживает облака с $z_a \geq 10^{-3} \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$ и $\Delta H > 200 \text{ м}$. Это означает, что примерно в 40—50 % случаев отражаемость слоистообразной облачности оказывается ниже порога обнаружения на МРЛ ($z_{a \min} < 8 \cdot 10^{-4} \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}$ при $R = 3 \text{ км}$) и не дают радиоэха.

В оперативных наблюдениях отмечено, что если нулевая изотерма расположена внутри слоистообразной облачности нижнего яруса, то радиус ее обнаружения резко увеличивается. При этом на расстоянии более 20 км от МРЛ на экране ИДВ радиоэхо выглядит как яркая полоса. С точки зрения физики внутриоблачных процессов это означает, что скорость падения кристаллических частиц превышает скорость восходящих потоков. Частицы

Мощность облаков ΔH (км) и ее среднее значение $\overline{\Delta H}$ (км) для разных типов облаков (по данным Л. С. Дубровиной, [122])

Сезон	Время суток	Sc		St		Ac		As	
		$\overline{\Delta H}$	ΔH	$\overline{\Delta H}$	ΔH	$\overline{\Delta H}$	ΔH	$\overline{\Delta H}$	ΔH
Зима	День	0,29	0,15—0,40	0,36	0,20—0,66	0,24	0,13—0,56	0,96	0,27—1,91
	Ночь	0,31	0,22—0,53	0,37	0,27—0,63	0,28	0,10—0,53	0,99	0,35—1,52
Весна	День	0,34	0,21—0,72	0,30	0,15—0,56	0,26	0,13—0,63	1,13	0,41—1,72
	Ночь	0,30	0,21—0,55	0,31	0,11—0,54	0,28	0,14—0,51	0,99	0,75—1,49
Лето	День	0,35	0,16—0,62	0,33	0,20—0,21	0,25	0,14—0,46	1,02	0,36—1,42
	Ночь	0,29	0,22—0,51	0,27	0,10—0,40	0,26	0,18—0,49	0,95	0,40—1,49
Осень	День	0,31	0,19—0,46	0,35	0,25—0,56	0,24	0,16—0,40	1,02	0,38—1,57
	Ночь	0,29	0,18—0,48	0,34	0,22—0,49	0,25	0,16—0,41	0,95	0,19—1,73
ΔH не превышает:									
50 %			0,1—0,3	0,2—0,45			0,1—0,28	0,25—1,3	
95 %			0,48—1,7	0,5—1,25			0,4—1,2	0,68—3,62	

при падении попадают в область положительных температур, обводняются и дают заметное увеличение мощности отраженного сигнала — на 5—6 дБ, которое обусловлено ростом диэлектрической проницаемости тающей частицы, изменением скорости падения частиц через слой таяния, слиянием или объединением отдельных кристаллов снега в снежинки или группы кристаллов и т. д. [6, 15]. Скорость падения капель по сравнению со скоростью падения снежинок возрастает в 5 раз. Это приводит к увеличению расстояния между каплями, а также к уменьшению концентрации и отражаемости в 5 раз на нижней границе яркой полосы.

Анализируя экспериментальные данные об отражаемости слоистообразных облаков [23, 25, 53], необходимо отметить следующее:

применяемые для исследований МРЛ не позволяют измерить весь диапазон z , который получают по результатам микрофизических измерений; МРЛ с $\Pi'_M = 54 \dots 58$ дБ обнаруживают только самый плотный (густой) туман на расстоянии до 5—10 км;

при радиолокационных измерениях неизвестно фазовое состояние крупных частиц и определение z производится по (1.11);

не всегда удается выяснить, на каком расстоянии измеряется z , что не позволяет учесть эффект осреднения z в диаграмме направленности антенны МРЛ.

Таблица 3.3

Повторяемость (%) различных градаций эквивалентной радиолокационной отражаемости z_0 слоистообразных облаков

z_0 дБ z	St	Sc	As	Cl, Cs
—30... —20	20,2	26,8	12,0	2,6
—20... —10	60,6	32,2	28,0	32,6
—10... 0	19,2	29,6	38,0	52,8
0... 10		10,8	18,0	10,0
10... 20		0,6	2,5	3,0
20... 30			1,5	

При анализе данных табл. 3.3, составленной на основании работ [5, 25, 53, 112, 127], следует учитывать отмеченные выше особенности. Заметим также, что эта таблица дополняет рис. 1.7 б и в.

3.2. Пространственно-временная изменчивость радиоэха слоистообразной облачности

Радиус обнаружения слоистообразной облачности на МРЛ невелик, что затрудняет изучение пространственно-временной изменчивости высоты радиоэха. В работе [53] предложена методика, которая позволяет сочетать исследование изменчивости гра-

нии радиоэха над точкой за период наблюдений с пространственными вертикальными разрезами облаков через 5-минутный интервал (рис. 3.1). Измерение высоты верхней (ВГО) и нижней (НГО) границ облачности производилось через 3—5 мин на мил-

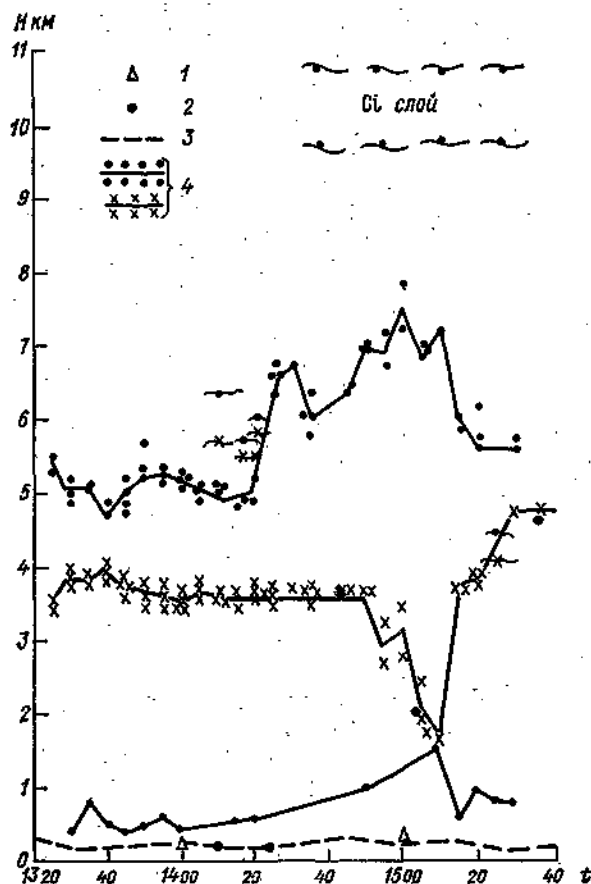


Рис. 3.1. Изменчивость высоты облаков, измеренной различными способами (7 октября 1974 г., Ленинградская область).

1 — данные измерителя высоты облачности (ИВО), 2 — данные самолетных наблюдений, 3 — НГО по данным шароплотных наблюдений, 4 — данные МРЛ.

лиметровом канале МРЛ при фиксированном азимуте, на котором отсутствовали углы закрытия. Углы возвышения антенны МРЛ были равны 21 и 60° (рис. 3.1 и 3.2). После обработки рассчитывались средние значения высоты радиоэха H_{15} за 15-минутный интервал и отклонения $\delta H = H_{15} - H_5$, где H_5 — высота границы радиоэха, осредненная за 5-минутные интервалы. Повторяе-

мость отклонений δH представлена на рис. 3.3. Из рис. 3.3. следует, что максимальная повторяемость δH для НГО приходится на градацию 0—0,3 км (80,1%), а для ВГО—на 0—0,4 км (91,3%); для НГО при этом 48,5% отклонений не превосходит 0,1 км. Изменчивость ВГО и НГО радиоэха облаков нетрудно

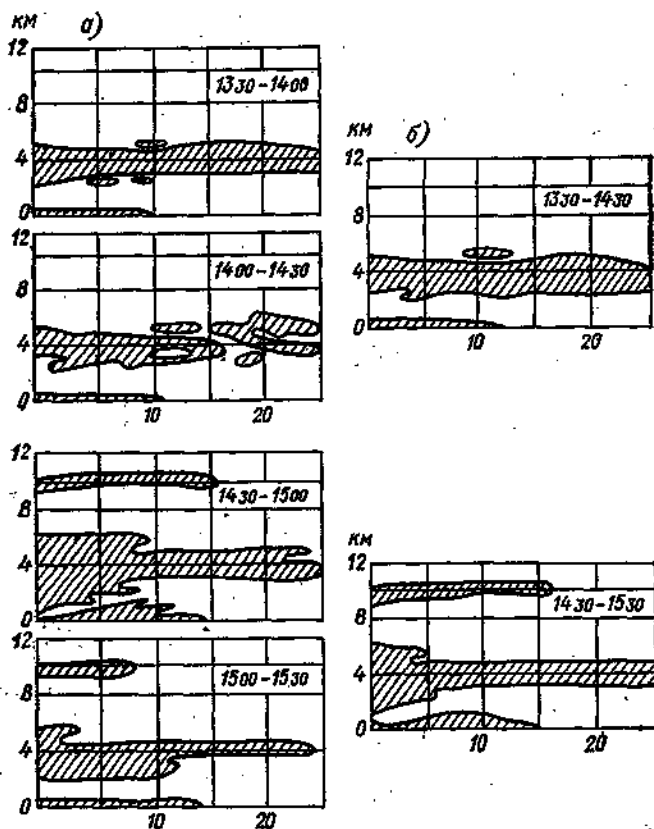


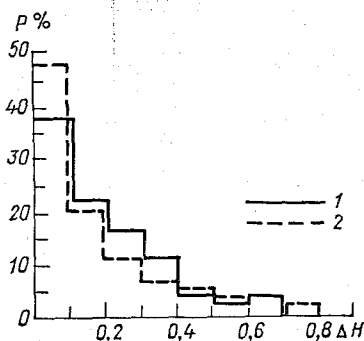
Рис. 3.2. Сборные карты вертикальных разрезов радиоэха облачности при фиксированном азимуте антенны МРЛ за подчасовые (а) и часовые (б) интервалы времени (7 октября 1974 г., Ленинградская область).

заметить и на рис. 3.2, где представлены сборные карты за 30 и 60-минутные интервалы, полученные при осреднении данных, снятых с фотографий экрана ИДВ через 5 мин.

Рассмотрим результаты наблюдений, когда через пункт установки МРЛС проходит облачная система As—Sc, а затем Cs As—Sc [53]. И на временном, и на пространственном разрезах облачности, сделанных при фиксированном азимуте сканирования антенны МРЛ, каждые 5 мин картина радиоэха меняется, что

затрудняет анализ и представление информации МРЛС о слоистообразной облачности при прохождении фронта. И с этой точки зрения осредненные за 15, 30 и 60 мин по 5-минутным снимкам вертикальные разрезы (см. рис. 3.2) дают возможность для анализа изображений радиоэха облаков в фиксированном азимуте за любой заданный промежуток времени.

Слабые морозящие осадки, которые отмечались в начале срока наблюдения, и редкие капли, в дальнейшем (по данным прибора, установленного на самолете) выпадающие на Землю, приводили к тому, что на миллиметровом канале МРЛ высота НГО нижнего яруса не определялась в течение большей части периода наблюдений. Проводимые в этот же день самолетные



и шаропилотные измерения высоты НГО, а также высоты радиоэха НГО на ИДВ дали хорошее согласие (рис. 3.1). При действительной высоте НГО меньше 500 м определить высоту НГО с помощью радиолокационных методов практически

Рис. 3.3. Повторяемость P отклонений ΔH от средней высоты за 15-минутный интервал для верхней (1) и нижней (2) границ радиоэха облаков.

невозможно, хотя и в этой ситуации отмечаются отдельные совпадения высоты НГО с радиолокационными данными. Сопоставление самолетных и радиолокационных наблюдений на МРЛ с $P'_M \geq 54$ дБ показывает, что высота ВГО слоистых форм при использовании миллиметрового канала МРЛ регулярно завышается (в среднем на 170 м), в то время как нижняя граница занижается. Указанное завышение находится в пределах ошибки радиолокационного метода, а при наблюдениях на МРЛ с $P'_M < 54$ дБ верхняя граница радиоэха обычно ниже ВГО. Однако на величину расхождения будет оказывать влияние и изменчивость верхней границы облачности.

В заключение рассмотрим рис. 3.4, на котором представлены фотографии радиолокационных наблюдений вертикальных разрезов слоистообразной облачности при фиксированном азимуте в масштабе 20/40 км на ИДВ [171]. Эта серия фотографий иллюстрирует процесс рассеяния облаков после проведения активных воздействий. Эффект проведенного воздействия оценивался по величине «окон» в картине радиоэха облаков на ИДВ и времени их существования. Кадры 1 и 2 рис. 3.4 показывают, что к моменту начала воздействия вертикальная мощность облаков достигала 4,5—5 км. Выше этого слоя, на высоте 7—8 км, располагался тонкий слой перистых облаков. Кадр 3 сделан через

26 мин после начала воздействия; на нем видно, как резко очистилась от облаков обширная зона. Размеры ее составляют около 16 км в направлении вектора ветра и около 4 км по высоте.

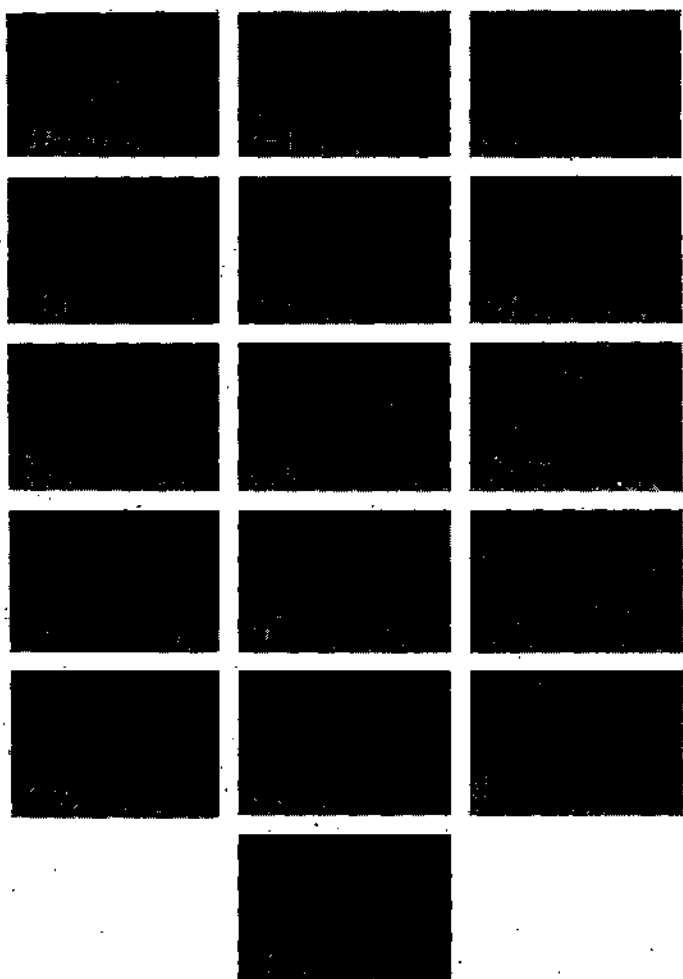


Рис. 3.4. Картины радиоэха, иллюстрирующие процесс рассеяния слоистообразных облаков при искусственных воздействиях.

Последовательность рисунков — по строкам слева направо.

Кадр 5 сделан для сравнения в другом азимуте. Кадр 7 соответствует моменту окончания активных воздействий. Кадры 8—15 с полной очевидностью свидетельствуют о быстром натекании облаков и ликвидации результатов воздействия. На кадре 16 следов безоблачной зоны уже нет.

3.3. Статистические характеристики высоты верхней границы радиоэха слоистообразной облачности без осадков

Для анализа и обобщения использовалась информация с выборочной сети 72 МРЛ за три летних и три зимних месяца [67, 72, 73, 74]. Данные были сгруппированы для облаков слоистых форм нижнего (S), среднего (A) и верхнего (C) ярусов, а также их сочетаний CA, CAS, C—S, CAN, CN и AN, где N — слоисто-дождевая облачность.

Методика наблюдений на сетевых МРЛ за верхней границей облаков (ВГО) слоистообразных форм предусматривает измерение высоты верхней границы (ВГ) их радиоэха в радиусе 4—20 км от МРЛ по самой верхней кромке радиоэха. Измерения проводятся круглосуточно каждые 3 ч на ИДВ не менее, чем в четырех азимутах, если облачность наблюдается вокруг МРЛ. Как уже отмечалось, средняя вероятная погрешность отдельного измерения высоты ВГО в радиусе 20 км составляет $\pm(0,5—0,6)$ км [23, 25].

В процессе обработки экспериментальных данных определялись следующие статистические характеристики радиоэха слоистообразной облачности: средняя высота ВГО $\bar{H}$ (км), среднее квадратическое отклонение σ_H и коэффициент вариации K_v (табл. 3.4). Для сопоставления средних привлечены данные самолетного зондирования ($\bar{H}_c$) за 1957—1963 гг. [10]. Недостатком этих данных является низкий потолок самолета ($\leq 6,5$ км). По ряду причин, в частности, из-за различия времени зондирования в пунктах (в одних в основном 3—6 ч, в других 15—18 ч), материалы самолетного зондирования нельзя признать достаточно однородными [10]. По территориальному признаку материалы табл. 3.4 были разделены по физико-географическим районам: Западная и Восточная Сибирь, северная ($65—60^\circ$ с. ш.), центральная ($60—55^\circ$) и южная ($54—45^\circ$) часть Европейской территории СССР.

Анализ табл. 3.4 позволяет сделать следующие выводы.

1. Отсутствует заметный широтный и меридиональный ход $\bar{H}$ во всех районах за исключением Западной Сибири для слоистообразной облачности нижнего яруса S (летом) и везде, кроме центра ЕТС, для перистой облачности C (летом и зимой). В Западной Сибири $\bar{H}$ заметно больше, а в центре ЕТС — заметно меньше, чем в других районах. Объяснение этим зависимостям следует искать в общих климатообразующих факторах слоистообразной облачности в разных физико-географических районах [4, 5, 10, 16].

2. В центре ЕТС и в Западной Сибири $K_v \geq 0,31$, т. е. больше, чем на Севере и Юге ЕТС.

3. Из таблицы можно получить косвенные данные о повторяемости облаков. Подтверждением визуальных наблюдений служит низкая повторяемость радиоэха облаков нижнего яруса летом на

Таблица 3.4

Статистические характеристики верхней границы радиовоха слоистообразной облачности по данным выборочной сети МРЛ

Район	Сезон	Нижний ярус — Sc, St					Средний ярус — As, Ac					Верхний ярус — Ci, Cs			
		$\bar{H}$ км	σ_H км	K_v	Σ_N	$\bar{H}_c - \bar{H}$ км	$\bar{H}$ км	σ_H км	K_v	Σ_N	$\bar{H}_c - \bar{H}$ км	$\bar{H}$ км	σ_H км	K_v	Σ_N
Север ЕТС	Л	1,85	0,39	0,21	197	0,20	5,25	1,00	0,19	528	-1,45	8,81	1,33	0,15	462
	З	1,63	0,49	0,29	995	-0,08	4,50	1,06	0,23	468	-0,78	7,46	0,78	0,10	39
Центр ЕТС	Л	1,85	0,75	0,41	162	-0,14	5,24	0,96	0,18	555	-1,51	8,32	1,28	0,15	292
	З	1,77	0,56	0,31	1659	-0,42	4,78	1,05	0,22	933	-0,99	6,76	0,93	0,14	117
Юг ЕТС	Л	1,87	0,34	0,18	53	-0,09	5,30	0,99	0,19	332	-1,38	8,65	1,07	0,12	189
	З	1,81	0,41	0,22	674	-0,64	4,78	1,04	0,22	1329	-0,78	8,18	1,01	0,12	39
Западная Сибирь	Л	2,07	0,73	0,35	86	-0,06	5,31	1,00	0,19	520	-1,54	8,98	1,35	0,15	470
	З	1,90	0,58	0,31	515	-0,21	4,93	1,04	0,21	712	-1,02	7,98	1,44	0,18	113
Восточная Сибирь	Л	1,74	0,50	0,29	473	0,10	5,26	0,96	0,18	618	-1,22	9,05	1,27	0,14	670
	З	1,77	0,54	0,30	666	0,20	4,62	1,01	0,22	485	-0,84	6,70	0,97	0,14	30

Примечание. Л — лето, З — зима, Σ_N — число наблюдений.

Средняя мощность облаков $\overline{\Delta H}$ (без осадков С, А, С-А) в разных физико-географических районах

№ п/п	Район	Лето				Зима			
		$\overline{\Delta H}$ км	$\sigma_{\Delta H}$ км	K_v	Σ_N	$\overline{\Delta H}$ км	$\sigma_{\Delta H}$ км	K_v	Σ_N
1	Заполярье	2,0	1,12	0,56	374	2,0	1,18	0,60	337
2	Север ЕТС	2,4	1,37	0,57	686	2,0	0,93	0,46	245
3	Северо-запад ЕТС	2,6	1,48	0,57	714	1,9	1,03	0,54	366
4	Запад ЕТС	2,9	1,27	0,44	304	2,4	1,09	0,45	398
5	Центр ЕТС	2,5	1,51	0,60	892	2,1	1,15	0,55	562
6	Юг ЕТС	2,7	1,40	0,51	502	2,3	1,16	0,50	953
7	Северный Кавказ	2,8	1,42	0,51	211	2,3	0,97	0,42	481
8	Закавказье	3,6	1,89	0,52	10	3,3	1,59	0,48	81
9	Урал	2,8	1,81	0,65	581	2,4	1,36	0,57	814
10	Сибирь	3,0	1,66	0,54	1354	2,5	1,27	0,51	542
11	Забайкалье	3,0	1,62	0,54	477	—	—	—	—
12	Дальний Восток	2,5	1,40	0,56	724	1,8	1,0	0,55	192
13	Сахалин	2,6	1,62	0,62	440	1,8	1,06	0,59	229
14	Камчатка	2,8	1,48	0,53	319	2,3	1,04	0,45	91

Юге ЕТС и Западной Сибири, а также радиоэха перистой облачности зимой на Севере, Юге ЕТС и Восточной Сибири.

4. Для облаков нижнего яруса $\bar{H} > \bar{H}_c$; исключение составляют летние наблюдения на севере ЕТС и в Восточной Сибири. Это можно объяснить тем, что в выборку по самолетным данным входят все визуально наблюдаемые облака, а в выборку МРЛС только плотные облака нижнего яруса, мощность которых превышает 300 м.

5. Для облаков среднего яруса $\bar{H} > \bar{H}_c$ — вероятно, потому, что тонкие просвечивающие облака МРЛС не обнаруживала и к тому же самолет не поднимался выше 6,5 км.

6. Значение $\bar{H}$ облаков верхнего яруса МРЛ занижает по сравнению с данными [4, 5] летом на 0,8 км, а зимой на 1 км.

7. Количество полученных в результате измерений значений ВГ, входящих в интервал $\bar{H} \pm \sigma_H$, составляет более 80 %, и распределения $\bar{H}$ заметно отличаются от нормального.

Таким образом, из табл. 3.4 следует, что информация МРЛ о высоте ВГ радиоэха облаков слоистообразных форм может дать надежные характеристики для климатологических обобщений только в случае наиболее плотных и достаточно мощных облаков, которые составляют менее 50 % всех облаков таких форм, наблюдаемых визуально.

Подтверждение этому выводу можно найти в табл. 3.5 и на рис. 3.5, на которых приведена средняя мощность (толщина) $\Delta \bar{H}$ радиоэха облаков верхнего (С, СА) и среднего (А) ярусов, не дающих осадков, в разных физико-географических районах страны летом и зимой. В отличие от табл. 3.4 в табл. 3.5 рассматривается 14 физико-географических районов. Максимальная средняя мощность равняется 2 км (летом в Заполярье) и 1,8 км (зимой на Дальнем Востоке и Сахалине). Модальное значение составляет от 1,6 до 3,0 км. На интервал $(\Delta \bar{H} \pm \sigma_{\Delta H})$ приходится от 65 до 84 % значений летом и 62—85 % зимой.

По данным самолетного зондирования средняя мощность A_s по СССР летом и зимой равна 0,97—0,09 км, а A_c — 0,25—0,28 км [122]. По данным МРЛ средняя мощность С, А, СА летом неизменно выше, чем зимой, на 0,4—0,5 км во всех физико-географических районах страны. По данным самолетных наблюдений [10, 15, 16] такой зависимости не наблюдается. Среднее квадратическое отклонение по данным МРЛ заметно выше, чем по данным самолетного зондирования, и летом выше, чем зимой.

Таким образом, данные табл. 3.5 и рис. 3.5 подтверждают выводы, которые были сделаны при анализе табл. 3.4.

Рассмотрим закономерности зависимости статистических характеристик ВГ радиоэха от сочетаний облаков слоистообразных форм (табл. 3.6). Если радиоэхо облачности на ИДВ МРЛ простирается от больших высот до поверхности Земли, то оператор МРЛ обычно отмечает на бланках формы № 1 радиоэхо от сочетаний форм облачности [23, 72]. Такое же решение он принимает, если у него существуют сомнения в том, что радиоэхо

Высота верхней границы радиоэха для сочетаний облачности разных форм над территорией СССР

Таблица 3.6

Район	Сезон	С - А - Ns, С - А - S, С - Ns				С - А				А - N, А - S			
		$\bar{H}$ км	σ_H км	K_v	Σ_N	$\bar{H}$ км	σ_H км	K_v	Σ_N	$\bar{H}$ км	σ_H км	K_v	Σ_N
Заполярье	Л	6,86	0,92	0,13	36	6,83	1,07	0,16	71	3,82	1,30	0,34	234
	З	6,81	0,95	0,14	72	7,62	1,43	0,19	39	3,94	1,10	0,28	567
Север ЕТС	Л	7,97	1,25	0,16	157	7,80	1,27	0,16	218	4,65	1,26	0,27	275
	З	6,47	1,00	0,15	32	6,98	0,44	0,06	57	3,88	0,97	0,25	724
Северо-запад ЕТС	Л	8,35	1,23	0,15	37	8,25	1,19	0,14	215	4,80	1,28	0,27	107
	З	7,83	1,01	0,13	23	7,00	0,79	0,11	42	3,94	1,03	0,26	635
Запад ЕТС	Л	7,81	0,80	0,10	134	7,74	0,78	0,10	169	5,26	0,99	0,19	146
	З	7,55	0,73	0,10	69	7,53	0,90	0,12	83	4,52	1,06	0,23	619
Центр ЕТС	Л	7,66	1,00	0,13	184	8,20	1,23	0,15	258	4,53	1,10	0,24	288
	З	6,82	1,03	0,15	207	6,83	1,03	0,15	155	4,03	1,04	0,26	1150
Юг ЕТС	Л	7,74	0,83	0,11	85	7,83	1,35	0,17	251	5,19	1,05	0,20	106
	З	7,35	0,99	0,14	179	7,39	0,66	0,09	198	4,11	1,09	0,27	1281
Северный Кавказ	Л	7,70	1,16	0,15	30	8,00	0,99	0,12	68	4,74	0,94	0,20	70
	З	7,12	0,47	0,07	17	7,34	0,47	0,06	62	4,35	1,08	0,25	499
Закавказье	Л	—	—	—	—	—	—	—	—	5,53	1,29	0,23	17
	З	6,31	1,35	0,21	45	6,96	1,26	0,18	26	4,33	1,22	0,28	240
Урал	Л	7,76	1,32	0,17	46	8,10	1,41	0,17	90	4,84	1,12	0,23	70
	З	7,56	1,58	0,21	264	7,38	1,24	0,17	226	4,22	1,19	0,28	446
Сибирь	Л	8,34	1,05	0,13	166	8,47	1,24	0,15	560	4,68	1,24	0,27	241
	З	7,40	0,70	0,09	112	7,30	0,83	0,11	122	4,33	1,04	0,24	986
Забайкалье	Л	7,93	0,97	0,12	84	8,48	1,35	0,16	192	4,81	1,19	0,25	188
	З	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Дальний Восток	Л	8,17	1,03	0,13	137	8,32	1,23	0,15	255	4,69	1,18	0,25	121
	З	7,13	0,34	0,05	15	7,24	0,55	0,08	17	4,10	1,13	0,28	193
Сахалин	Л	8,85	1,46	0,17	115	8,42	1,45	0,17	140	4,57	1,07	0,23	120
	З	7,50	1,43	0,19	20	7,73	0,57	0,07	15	3,95	0,96	0,24	435
Камчатка	Л	7,92	0,96	0,12	101	7,65	1,03	0,13	158	4,45	1,08	0,24	195
	З	7,86	1,14	0,15	93	8,00	1,18	0,15	10	4,31	1,11	0,26	678

создается одной формой облачности, т. е. имеет достаточно большую мощность. Бывает, что на принятие решения влияет консультация с синоптиком или ознакомление с данными бортовой

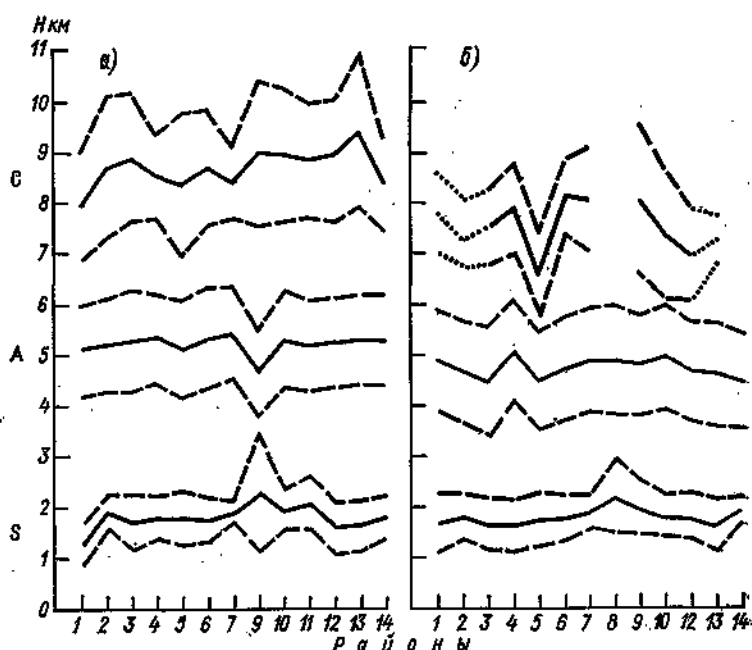


Рис. 3.5. Средняя высота H радиозона облаков слоистообразных форм без осадков (С, А, С—А) для различных физико-географических районов территории СССР.

а — лето, б — зима; штриховые линии — границы интервала $H \pm \sigma_H$; номера физико-географических районов (по оси абсцисс) см. табл. 3.5.

погоды. Сравнение табл. 3.4 и табл. 3.1 показывает, что за редким исключением среднее значение высоты ВГ радиозона сочетаний облачности слоистообразных форм меньше соответствующего значения для отдельных форм. Это справедливо и для летних, и для зимних наблюдений.

3.4. Статистические характеристики высоты верхней границы радиозона обложных дождей и снегопадов

Радиозона слоисто-дождевых облаков (N_s) с обложными осадками в виде дождя (летом) или снега (зимой) на ИДВ МРЛ отмечается как область, простирающаяся от земной поверхности до высоты в несколько километров [73]. По мере увеличения расстояния от МРЛС высота ВГ радиозона в отдельных случаях уменьшается. Вертикальный профиль имеет четко выраженный

Повторяемость (число случаев) максимальной высоты радиоэха H и статистические параметры распределений характеристик обложного дождя (лето) и снегопада (зима), полученные на сети МРЛ в радиусе 20 км от МРЛ для трех градаций максимальной мгновенной интенсивности осадков

Период наблюдений	Интенсивность осадков	H км						Σ	$\bar{H}$ км	σ_H км	K_v	P %
		1	3	5	7	9	11					
Обложной дождь												
День	Слабые	241	365	579	537	132	12	1866	5,6	2,3	0,4	93
	Умеренные	3	6	29	38	11	0	87	6,7	1,7	0,3	4
	Сильные	0	3	10	26	14	3	56	7,9	1,7	0,2	3
	Весь диапазон	244	374	618	601	157	15	2009	5,8	2,3	0,4	100
Ночь	Слабые	44	128	209	138	40	3	562	5,7	2,1	0,4	91
	Умеренные	0	7	11	14	10	4	46	7,3	2,3	0,3	7
	Сильные	0	0	7	2	2	0	11	7,0	1,4	0,2	2
	Весь диапазон	44	135	227	154	52	7	619	5,8	2,1	0,4	100
Сутки	Слабые	285	493	788	675	172	17	2428	5,6	2,3	0,4	92
	Умеренные	3	13	40	52	21	4	133	6,9	1,9	0,3	5
	Сильные	0	3	17	28	16	3	67	7,7	1,7	0,2	3
	Весь диапазон	288	509	845	755	209	21	2628	5,8	2,3	0,4	100
Снегопад												
День	Слабые	618	1087	563	140	20	4	2432	3,9	1,7	0,4	74
	Умеренные	87	268	226	103	16	0	700	4,7	1,9	0,4	21
	Сильные	13	59	42	10	8	0	132	4,8	1,8	0,4	4
	Весь диапазон	718	1414	831	253	44	4	3264	4,1	1,8	0,4	100
Ночь	Слабые	830	1552	916	207	15	1	3521	3,9	1,7	0,4	77
	Умеренные	114	317	280	114	20	0	845	4,7	1,9	0,4	19
	Сильные	10	66	75	20	8	0	179	5,0	1,7	0,3	4
	Весь диапазон	954	1935	1271	341	43	1	4545	4,1	1,8	0,4	100
Сутки	Слабые	1448	2639	1479	347	35	5	5953	3,9	1,7	0,4	76
	Умеренные	201	585	506	217	36	0	1545	4,7	1,9	0,4	20
	Сильные	23	95	117	30	16	0	311	4,9	1,8	0,4	4
	Весь диапазон	1672	3349	2102	594	87	5	7809	4,1	1,8	0,4	100

максимум на высотах, близких к уровню нулевой изотермы. Присутствие на экране ИДВ яркой линии является дополнительным признаком для распознавания *Ns*.

Как известно, обложной дождь может отмечаться и из облачных систем *Cs—As—Ns* и *As—Ns*. В тех случаях, когда из облаков *Cs* и *As* выпадают кристаллы, по наблюдениям на МРЛ невозможно определить ВГ радиоэха нижележащих облаков в отдельности. По этой причине, определяя интенсивность выпадающих осадков I (по интенсивности отраженных от них сигналов) и классифицируя по картине радиоэха и значению I осадки как обложные, оператор МРЛ обычно измеряет высоту радиоэха H самых высоких облаков на расстоянии от 1—4 до 8—20 км от МРЛ. Эта величина H и будет в дальнейшем изложении характеризовать высоту радиоэха облаков, дающих обложные осадки.

В отличие от обложного дождя снег может выпадать как из слоистообразных, так и из кучевообразных облаков. В связи с этим измерения высоты радиоэха в снегопаде в радиусе 20 км, приведенные в табл. 3.7, относятся к этим двум формам облачности. Оценка интенсивности обложных дождей и снегопадов проводилась только по радиолокационным измерениям интенсивности радиоэха с помощью пересчета отражаемости в интенсивность осадков по формуле (2.6) в случае дождей и по формуле $z = 2000 \cdot I^{1,6}$ в случае снегопадов. Радиолокационные измерения проводились с помощью системы ступенчатого изоэха с шагом 6 дБ; таким образом, погрешность единичного измерения составляет ± 3 дБ.

Снегопад считался слабым, если его максимальная интенсивность не превышала 0,3 мм/ч, умеренным при $I = 0,3 \dots 1,0$ мм/ч и сильным при $I \geq 1,1$ мм/ч. Будем считать, что по результатам оперативных наблюдений за осадками относительная погрешность одиночного измерения интенсивности осадков может достигать 100 %. По этой причине середины соседних градаций интенсивности осадков (слабые, умеренные, сильные) отстоят друг от друга на 12 дБ. Предварительные результаты обработки сведены в табл. 3.7 и 3.8. При этом исходный материал был разбит на данные, полученные в светлое (день) и темное (ночь) время суток. За снегопад принимались все осадки, выпавшие в течение декабря—февраля, а за обложные дожди — радиолокационные данные за период июнь—август.

Анализ табл. 3.7 и 3.8 показывает следующее.

Все распределения H , сгруппированные по 2-километровым интервалам, имеют одномодальный характер. С увеличением интенсивности обложных дождей (при переходе из градаций в градацию) модальное значение H увеличивается от 5 до 7 км.

Повторяемость выпадения умеренных и сильных обложных дождей составляет 7—9 %. Учитывая особенности интерпретации радиолокационных данных, не исключено, что эти осадки выпа-

Сводная таблица статистических параметров распределений характеристик дождей и снегопадов, полученных в радиусе 20 км от МРЛ, для основных физико-географических районов СССР

Район	Обложной дождь				Снегопад			
	$\bar{H}$ км	σ_H км	K_v	Σ_N	$\bar{H}$ км	σ_H км	K_v	Σ_N
Заполярье	3,5	2,14	0,61	240	3,0	1,54	0,51	416
Север ЕТС	6,2	2,34	0,38	346	3,2	1,61	0,50	857
Центр ЕТС	5,8	2,09	0,36	356	4,0	1,80	0,45	1678
Юг ЕТС	6,1	1,77	0,29	408	4,3	1,71	0,40	2030
Западная Сибирь	6,6	2,56	0,34	236	4,4	1,92	0,44	874
Восточная Сибирь	5,9	2,21	0,38	966	4,4	1,78	0,40	836
СССР	5,8	2,27	0,39	2552	4,1	1,80	0,44	6691

дают из кучево-образной облачности, замаскированной в поле слоисто-дождевой.

Средняя величина $\bar{H}$ составляет 5,8 км, что на 0,4 км больше, чем при измерениях $\bar{H}$ в радиусе 100 км от МРЛ; значение среднего квадратического отклонения σ_H составляет 2,3 км.

Ночью значение H для слабых и умеренных обложных дождей несколько больше, чем днем; для слабых обложных дождей σ_H и K_v днем несколько больше, чем ночью. В целом же радиолокационные характеристики обложных дождей днем и ночью отличаются друг от друга незначительно.

Распределения H снегопада, как и обложных дождей, имеют одномодальный характер. Модальные значения H составляют 3 км и только для сильных снегопадов 5 км. Количество умеренных и сильных снегопадов составляет 24—25 %.

В снегопаде более отчетливо по сравнению с обложными дождями прослеживается увеличение H (от 3,9 до 5,0 км) с увеличением интенсивности снегопада.

Коэффициент вариации K_v остается практически неизменным, хотя σ_H и возрастает по мере увеличения интенсивности снегопада.

Средние значения высот верхних границ снегопадов $\bar{H} = 4,1$ км, $\sigma_H = 1,8$ км и $K_v = 0,4$ являются, по-видимому, самой репрезентативной характеристикой высоты снегопадов, полученной в настоящее время.

Для снегопадов можно отметить четкий меридиональный ход величины $\bar{H}$, которая увеличивается от 3,0 км в Заполярье до 4,3 км на юге ЕТС. То же самое можно сказать и о широтном ходе: над Сибирью $\bar{H} = 4,4$ км в то время как над ЕТС она колеблется от 3,2 до 4,3 км.

Широтный ход $\bar{H}$ обложных осадков в целом повторяет закономерность, указанную для снегопада. Однако такого же четкого

меридионального хода величины H не отмечается. Более низкие значения H в центре ЕТС были получены и по самолетным наблюдениям [10].

3.5. Радиолокационные характеристики кучево-дождевой облачности, образующейся на фоне слоисто-дождевой, по данным МРЛ в радиусе 20 км

Опыт работы сети МРЛ показывает, что слоисто-дождевые облака редко наблюдаются без кучево-дождевых. Причем это в равной мере относится как к летнему, так и к зимнему периоду.

В [72] проанализирована информация, полученная по данным 70 МРЛ, расположенных во всех физико-географических районах страны, о высоте H и отражаемости $\lg z_a$ облачности, измеренных в радиусе 20 км от МРЛ. Все полученные значения высоты радиоэха облаков были разбиты на три группы по градациям интенсивности выпадающих из них осадков в соответствии с табл. 3.9 (наблюдения велись в летний и зимний периоды). Значения интенсивности определялись по радиолокационным измерениям отражаемости в соответствии с формулой (2.6). Данные обобщались для трех крупных регионов: центр ЕТС, юг ЕТС и Сибирь. Анализ результатов обработки таких данных (табл. 3.10) позволил установить ряд закономерностей и одновременно проверить правильность рекомендаций, сформулированных в [23].

Полученные результаты можно представить следующим образом.

Таблица 3.9

Градации интенсивности / жидких осадков и снега,
соответствующие градациям отражаемости $\lg z_a$
по формуле (2.6)

$\lg z_a$	Градация интенсивности осадков	
	качественная	количественная, мм/ч

Жидкие осадки

0,0—1,7	Слабые	<6
1,8—2,1	Умеренные	6—10
>2,2	Сильные	>10

Снег

<—0,3	Слабый	<2
—0,3—0,6	Умеренный	2—5
>0,7	Сильный	>5

Статистические характеристики радиоэха слоистообразных (N) и кучевообразных (Q) облаков на фоне Ns в летний и зимний периоды для разных районов СССР в зависимости от интенсивности выпадающих из них осадков

Физико-гео- графический район	Градация интенсивности осадков	Кучевообразная облачность				Слоистообразная облачность			
		$\bar{H}_Q$ км	σ_H км	K_v	Число из- мерений	$\bar{H}_N$ км	σ_H км	K_v	Число из- мерений
Лето									
Центр ЕТС	Слабые	5,9	1,9	0,3	253	5,0	2,22	0,45	169
	Умеренные	6,5	1,7	0,3	31	6,1	1,38	0,23	11
	Сильные	7,5	2,5	0,3	63				
	Весь диапа- зон	6,3	2,1	0,3	347	5,1	2,21	0,44	180
Юг ЕТС	Слабые	6,0	1,9	0,3	262	6,2	1,82	0,3	118
	Умеренные	6,8	1,8	0,3	85	6,4	1,60	0,25	12
	Сильные	7,8	1,8	0,2	103				
	Весь диапа- зон	6,6	2,0	0,3	450	6,2	1,80	0,29	130
Сибирь	Слабые	6,4	2,3	0,4	336	6,6	2,28	0,34	165
	Умеренные	7,0	2,2	0,5	64	6,3	1,58	0,25	7
	Сильные	7,8	2,0	0,3	155				
	Весь диапа- зон	6,8	2,3	0,3	555	6,6	2,25	0,34	172
Зима									
Центр ЕТС	Слабые	2,5	0,8	0,3	6	4,1	1,94	0,48	575
	Умеренные	4,0	2,1	0,5	22	4,5	1,92	0,42	124
	Сильные	3,8	2,0	0,6	33	3,7	1,37	0,37	18
	Весь диапа- зон	3,7	2,0	0,5	61	4,1	1,94	0,47	717
Юг ЕТС	Слабые	2,1	0,9	0,4	32	4,2	1,57	0,38	830
	Умеренные	3,4	1,6	0,5	107	5,1	1,85	0,36	243
	Сильные	4,8	1,8	0,4	342	5,9	2,01	0,34	43
	Весь диапа- зон	4,3	1,9	0,4	481	4,4	1,72	0,39	1116
Сибирь	Слабые					4,1	1,71	0,42	565
	Умеренные	2,7	1,2	0,5	15	4,7	1,56	0,33	35
	Сильные	3,2	1,1	0,4	36				
	Весь диапа- зон	3,0	1,2	0,4	51	4,2	1,71	0,41	600

Для N_s и S_b средние высоты летом более чем на 1 км больше, чем зимой. (Например, для юга ЕТС $\bar{H}_{S_b}$ летом 6,6 км, зимой — 4,3 км, а для $\bar{H}_{N_s}$ — 6,2 и 4,4 км соответственно.)

Средняя высота радиоэха кучево-дождевых облаков, образующихся на фоне слоисто-дождевых, летом больше, чем средняя высота радиоэха N_s , в среднем на 0,2—1 км; зимой отмечается обратная зависимость.

Летом при $lg z_a > 0,8$ операторы МРЛ идентифицируют облака как слоисто-дождевые только в 5—8 % случаев наблюдений. Это следует признать очень высоким достижением, поскольку при $I \geq 3$ мм/ч дожди относятся к ливневым.

Зимой, особенно на юге ЕТС, вместо указанных 5—8 % была получена ошибка распознавания, достигающая 30 %. Дополнительные исследования показали наличие систематических ошибок, после устранения которых было отмечено, что на юге ЕТС зимой $\bar{H}_{N_s} = 4,7 \pm 1,2$ км, а $\bar{H}_{S_b} = 5,2 \pm 1,1$ км [66].

В соответствии с ранее полученными результатами [67] отмечается тенденция увеличения средней высоты радиоэха с увеличением интенсивности отраженных сигналов и, следовательно, интенсивности осадков.

Из табл. 3.10 следует, что летом средняя высота облаков S_b и по данным МРЛ заметно изменяется при переходе от одного физико-географического района страны к другому. Эта характеристика зависит от местных условий образования каждого типа облачности и ее повторяемости в каждом районе.

Из табл. 3.10 следует, что летом операторы МРЛ не относят к N_s облака, из которых выпадают самые интенсивные осадки. Слабые осадки из конвективной облачности интенсивностью менее 3 мм/ч, по-видимому, определяются ими по форме радиоэха или по искаженной картине радиоэха в условиях сильного ослабления радиоволн в осадках ближней зоны.

Зимой слабые осадки из S_b можно рассматривать как ошибку интерпретации операторов МРЛ, по-видимому, так же, как и сильные осадки из N_s . Их повторяемость в первом случае составляет 0—10 %, во втором — 0—4 % (см. табл. 3.10).

Разработка рекомендаций по выделению S_b на фоне N_s и их проверка на выборочной сети из 10 МРЛ позволила уточнить табл. 3.10 [72]. Если на фоне слоистообразных облаков наблюдаются кучево-дождевые, то в равноудаленных от МРЛ ячейках отмечается увеличение высоты верхней границы радиоэха. Средние значения высоты верхней границы радиоэха S_b и N_s , полученные по данным сети МРЛ и проверенные на выборочной сети (10 МРЛ) представлены в табл. 3.11.

Летние кучево-дождевые облака, образующиеся на фоне слоистообразных, обладают следующими особенностями:

отражаемость мало меняется с высотой;

значения отражаемости на порядок выше отражаемости в N_s , что обусловлено существованием наиболее крупных частиц в области переохлажденной толщи облака.

Статистические параметры распределения высоты верхней границы радиоэха облаков Ns и Cb, образующихся на фоне Ns

Период	Формы облаков	$M (H_{\max})$	$\sigma^2 (H_{\max})$	Число случаев
Теплый	Ns	5,4	4,7	68
	Cb на фоне Ns — As — St	6,1	4,4	233
Холодный	Ns	4,9	3,6	159
	Cb на фоне Ns — As — St	4,7	3,9	179
Переходный	Ns	5,1	3,2	230
	Cb на фоне Ns — As — St	6,0	3,5	260

Специфика микроструктуры зимних Cb обуславливает следующие особенности их радиоэха:

отражаемость зимних Cb на порядок меньше отражаемости летних Cb;

не наблюдается резко выраженного максимума отражаемости на высоте нулевой изотермы у слоисто-дождевых облаков, что связано с отсутствием зоны таяния у зимних слоисто-дождевых облаков и более однородной вертикальной их микроструктурой.

В переходный период вертикальный профиль отражаемости в Cb может быть близким как к профилям, характерным для летнего периода, так и к профилям, характерным для зимнего периода. Средние значения $\lg z_{a \max}$, полученные по данным сети МРЛ и проверенные на выборочной сети (10 МРЛ), представлены в табл. 3.12.

Конвективные облака в ранней стадии развития, Cu hum.— Cu med., обычно радиолокатором не обнаруживаются, и «ядра»

Таблица 3.12

Статистические параметры распределения $\lg z_{a \max}$ радиоэха облаков Ns и Cb, образующихся на фоне Ns

Период	Форма облаков	$M (\lg z_{a \max})$	$M (z_a) q_{Bz}$	$\sigma_{\lg z_{a \max}}^2$	Число случаев
Теплый	Ns	0,8	26	0,7	68
	Cb на фоне Ns — As — St	1,5	33	1,9	233
Холодный	Ns	0,2	20	1,1	159
	Cb на фоне Ns — As — St	0,29	20,9	1,03	179
Переходный	Ns	0,35	21,5	0,8	230
	Cb на фоне Ns — As — St	0,74	25,4	2,3	260

со значениями параметров $H_{\max}$ и $\lg z_{\max}$, меньшими, чем указанные в табл. 3.11 и 3.12, нередко ошибочно классифицируются операторами МРЛ как конвективные. Это влечет за собой ошибочную классификацию типа радиоэха и тенденций его развития. Конечная стадия развития конвективных облаков — это чаще всего растекающиеся вершины Сб, превращающиеся в слоистые облака среднего или верхнего ярусов в зависимости от вертикальной мощности Сб. Для такой слоистообразной облачности характерны более высокие значения отражаемости, чем обычно наблюдаемые в случае As, Cs. Для дифференциации слоистых облаков различного происхождения оператору МРЛ необходимо следить за всеми стадиями развития облаков, т. е. внимательно анализировать ежечасные данные радиолокационных наблюдений.

Существующая на сети МРЛ методика введения аттенюации с помощью многоступенчатого изоэха и численные критерии позволяют распознавать облака вертикального развития на фоне слоистой облачности в стадии зрелости, когда Сб сопровождаются явлениями типа ливня, града, грозы. Если при введении аттенюации качественная картина радиоэха приобретает вид вертикальных столбов или изолированных ячеек, но значения радиолокационных параметров $\lg z_{\max}$ и $H_{\max}$ меньше, чем значения, присущие Сб на фоне Ns, то радиоэхо следует классифицировать как радиоэхо слоисто-кучевых облаков. Если процесс вертикального развития облаков завершился растеканием вершин Сб и образованием слоистообразной облачности, то радиоэхо таких слоистых облаков должно быть отмечено особо, так как они могут являться опасными зонами для полетов самолетов в отличие от слоистых облаков, возникновение которых обусловлено другими причинами.

Уточненные в процессе исследований значения отражаемостей Сб и Ns для центра и юга ЕТС помещены в табл. 3.13. Из таблицы видно, что в случае Сб, локализованных на фоне Ns, средние значения $\lg z_a$ значительно меньше, чем в случае Сб в системах Си сопг.—Сб (см. главу 4).

Таблица 3.13

Статистические распределения отражаемости Ns и Сб на фоне слоистой облачности

Район	Форма облаков	$\overline{\lg z_a}$	$\overline{z_a}$ дБ z	$\sigma_{\lg z_a}$	$\overline{\lg z_a}$	$\overline{z_a}$ дБ z	$\sigma_{\lg z_a}$
		Лето			Зима		
Центр ЕТС	Ns	0,1	19	0,3	-0,2	16	0,3
	Сб на фоне Ns	1,0	28	1,1	0,5	23	0,5
Юг ЕТС	Ns	0,8	26	0,7	0,3	21	0,5
	Сб на фоне Ns	1,5	33	1,3	1,0	28	0,7

3.6. Радиолокационные характеристики облаков в Антарктиде

В 1980 г. на АМЦ Молодежная был установлен МРЛ, работающий в сантиметровом диапазоне волн с потенциалом 50 дБ [121]. Радиолокационные наблюдения позволили получить данные о высоте верхней и нижней границ различных форм облаков, их радиолокационной отражаемости и интенсивности осадков.

Определение высоты верхней и нижней границ облаков проводилось на расстоянии 5—8 км от МРЛ. Максимальная радиолокационная отражаемость определялась на расстоянии от 5 км и до отметки пропадания сигнала. Обработанные данные были систематизированы, и некоторые статистические характеристики представлены в табл. 3.14.

Анализируя табл. 3.14, можно выявить основные закономерности вертикальной структуры радиоэха облаков. Перистые, перисто-слоистые и перисто-кучевые облака (С) создают на ИДВ

Таблица 3.14

Некоторые статистические параметры характеристик облачности
(по радиолокационной классификации) в районе АМЦ Молодежная

Значение	Тип облачной системы							
	С	А	N-AN	A-S	C-A	S	C-A-S	C-A-N
$H_{\text{ВГО}}$								
Среднее	6,4	4,2	3,7	3,7	6,9	1,4	5,77	6,6
Максимальное	7,3	5,6	4,4	5,0	7,1	2,2	6,4	7,6
Минимальное	6,3	2,4	3,2	2,3	5,7	0,6	5,0	5,2
Модальное		4,4	3,6	3,6		1,7	6,4	6,4
Число измерений	18	75	44	60	17	82	21	47
$H_{\text{НГО}}$								
Среднее	5,0	2,7		0,8	2,0	0,5	0,4	
Максимальное	6,4	5,0		1,2	2,3	1,2	0,9	
Минимальное	3,4	1,6		0,5	1,1	0,0	0,3	
Модальное		2,2		0,8		0,3	0,7	
Число измерений	18	75		59	17	68	21	
$\lg z_a$								
Среднее	-2,6	-1,3	0,1	-0,5	-0,4	-1,4	-0,5	0,1
Максимальное	-1,7	0,1	0,9	-0,2	-0,2	0,4	-0,1	0,9
Минимальное	-3,1	-2,3	-0,8	-0,8	-0,8	-2,3	-1,3	-0,4
Модальное		-1,2	-0,2	-0,2		-1,7	-0,5	-0,1
Число измерений	8	74	38	21	17	44	25	23

радиоэхо в виде полосы мощностью от нескольких сотен метров до нескольких километров. Облака среднего яруса (А) отмечаются в виде сплошной полосы мощностью от нескольких сот метров до 3,5 км. Радиоэхо слоистых и слоисто-кучевых облаков (S) представляет собой довольно узкую полосу мощностью от нескольких сот метров до 1,5 км. Система Cs—As—Sc на ИДВ имеет вид сплошной широкой полосы высотой до 6 км. Радиоэхо системы Cs—As—Ns подобно радиоэху Cs—As и простирается от Земли до 7,6 км. Облака St, As—Sc, Ns—As, Cs—As—Sc, Cs—As—Ns неоднородны и имеют ячеистую структуру, соответствующую пространственному распределению неоднородностей z .

Кучево-дождевые облака зимой замаскированы в слоисто-дождевых облаках, и их можно обнаружить лишь введя в приемный тракт МРЛ затухание, равное 12—18 дБ. Радиолокационная отражаемость $\lg z_a$ таких Сб достигает 2,0. Выделить их вертикальные и горизонтальные границы сложно.

Из облаков слоистообразных форм осадки выпадают в основном в виде снега; для таких осадков $\lg z_{a \min} = -1,5$. По значениям отражаемости в облаках, простирающихся до Земли, были рассчитаны интенсивности снегопада. Самые слабые осадки выпадают из облаков нижнего яруса ($I = 0,02$ мм/ч) и самые сильные, интенсивность которых достигает 1,0 мм/ч,—из систем Ns, As—Ns, Cs—As—Ns. Кроме того, осадки выпадают из облаков среднего яруса и системы Cs—As—Sc, причем нижняя граница облаков прослеживается четко.

Глава 4

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

4.1. Трансформация радиоэха конвективных облаков

4.1.1. Краткие сведения о кучево-дождевых облаках

Формирование кучево-дождевых облаков Сб из Си согг. происходит при проникновении вершин Си согг. в слои с отрицательной температурой воздуха. При этом наблюдается оледенение вершин облаков и выпадение из них крупнокапельных ливневых осадков, иногда града, а также появление в наиболее развитых по вертикали и горизонтали Сб значительных объемных электрических зарядов, в результате чего Сб становятся грозowymi.

Общепринято, что Сб образуются при высокой влажности в пограничном слое, неустойчивости в средней тропосфере и наличии

ниже уровня конденсации термической или динамической конвекции.

Кучево-дождевые облака образуются квазипорядоченным мезомасштабным подъемом воздуха в зонах активных атмосферных фронтов. При внутримассовой ситуации (к ней относят и слабо выраженные вторичные фронты) Сб образуются над районами, где резко меняются термические характеристики и шероховатость подстилающей поверхности (побережья рек, озер и морей, границы городской застройки). Мезомасштабные восходящие потоки обычно связаны с мезомасштабной конвергенцией в нижней тропосфере [17, 21, 30, 31, 32].

В [191] приведена последовательность событий при наблюдениях Сб на мезомасштабном полигоне, которая выглядит следующим образом:

0 мин — первое увеличение конвергенции по приземным метеопараметрам; наблюдение отдельных Си;

60 мин — визуально наблюдаемые облака организуются в линию (небольшие Си cong.);

75 мин — облака объединяются в линию на уровне основания облака;

90 мин — отдельные Си cong. в линии начинают быстро расти;

95 мин — некоторые облака в линии дают первое радиоэхо;

105—110 мин — осадкомеры отмечают первый дождь из линии облаков;

110 мин — второй пик в поле конвергенции;

115 мин — слияние радиоэха облаков в сплошную линию и слияние визуально наблюдаемых облаков в сплошную линию выше 9 км;

125—130 мин — слияние осадков в линию по наземным данным.

Из последовательности событий очевидно, что конвергенция является причиной, а не следствием образования Сб. Сначала радиоэхо Сб появляется таким образом, что его верхняя граница находится вблизи слоя таяния [6]. Высота верхней границы первого радиоэха тесно связана с его максимальной высотой, которой оно достигает к моменту максимального развития Сб.

Из работы [182] известно, что Сб состоят из одной или нескольких (до пяти—восьми) конвективных ячеек. Эволюция каждой из них имеет три стадии — роста, зрелости и распада. По структуре радиоэха Сб можно разделить на одноячейковые, мультиячейковые и суперячейковые (рис. 4.1, 4.2, 4.3) [1, 15]. При такой классификации за ячейку принимают элемент облака, с которым связан локальный максимум отражаемости и, следовательно, локальные максимумы интенсивности осадков и скорости восходящих потоков [15].

Часто одноячейковые Сб являются только начальной стадией формирования мультиячейковых облаков. Дочерние ячейки могут быстро возникать на расстоянии до 20—30 км от первичной

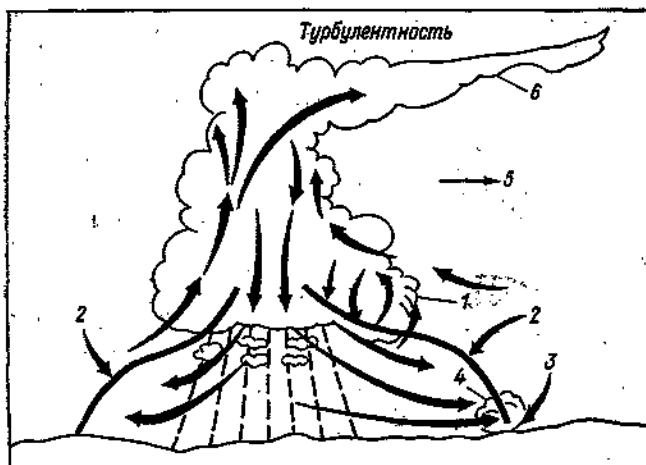


Рис. 4.1. Грозовое кучево-дождевое облако в стадии развития с сопровождающими его опасными явлениями [172].

1 — шкваловый вихрь, 2 — турбулентность сдвига ветра, 3 — порыв ветра, 4 — пыль, 5 — направленные движения грозы, 6 — наковальня.

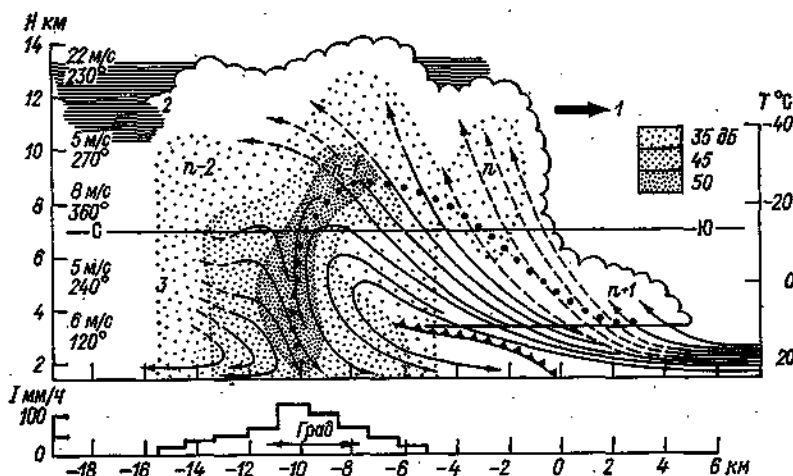


Рис. 4.2. Схематическое изображение мультячейковой грозы с градом 9 июля 1973 г., Раймер, штат Колорадо [183]: вертикальный разрез вдоль направления движения грозы.

Сплошные линии — линии тока относительно движения системы, кружками показана траектория градин в период их роста из небольших частиц на нижней границе облака; 1 — направление движения грозы, 2 — поток, входящий в плоскость рисунка; 3 — поток, выходящий из плоскости рисунка; п — номер ячейки: (п-1)-я — зрелая, (п-2)-я — распадающаяся, п-я и (п+1)-я — растущие.

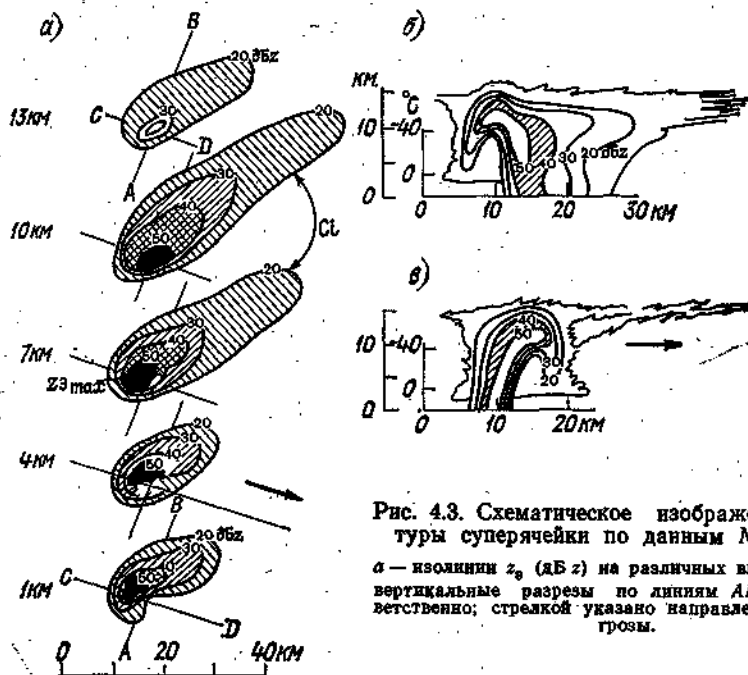


Рис. 4.3. Схематическое изображение структуры суперячейки по данным МРЛ [198].

a — изолинии z , (дБз) на различных высотах, б, б' — вертикальные разрезы по линиям АВ и CD соответственно; стрелкой указано направление движения грозы.

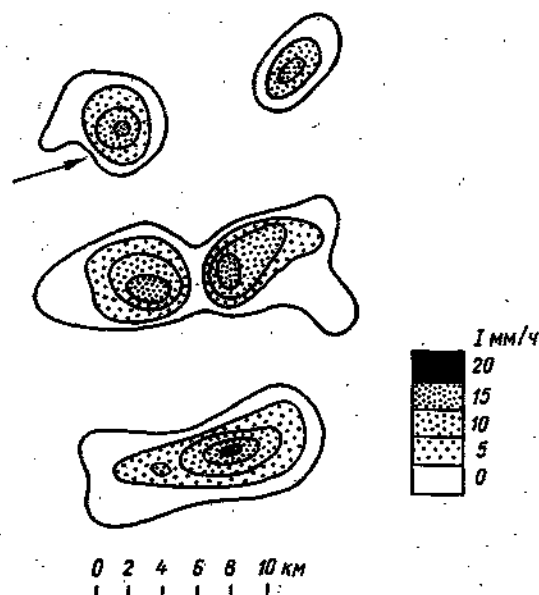


Рис. 4.4. Слияние радиоэха двух ячеек [174].

Стрелкой указано направление перемещения ячеек.

(материнской) ячейки. Чем больше развита первичная ячейка по вертикали тем выше скорость ее переноса и тем быстрее она догонит дочернюю ячейку и сольется с ней. На рис. 4.4 [174] показаны особенности поведения ячеек во время их слияния. Для слияния ячеек необходимо, чтобы центры облаков были расположены вдоль ветра, облака находились на разных стадиях развития и сдвиг в верхней части облаков был больше, чем в нижней. Заметное увеличение осадков у слившихся облаков (от 5—15 до 30—100 мм/ч) объясняется тем, что осадки из большого (первичного) облака падают через слои с высокой влажностью маленького облака. При этом уменьшается испарение, поскольку становится меньше расстояние, которое осадки проходят в безоблачном воздухе.

Как отмечается в [15], если дочерние ячейки образуются вследствие вынужденного подъема воздуха перед мезомасштабным нисходящим потоком под первичной ячейкой, то они появляются перед первичной ячейкой справа (по направлению переноса). Ячейки сравнительно слабо взаимодействуют друг с другом. Типичная схема градового четырехячейкового Сб приведена на рис. 4.2 [183]. Мультиячейковые Сб могут существовать в течение нескольких часов.

Суперячейковые Сб состоят из одной квазистационарной конвективной ячейки (см. рис. 4.3) [198], которая объединяет восходящий и нисходящий потоки, расположенные по соседству друг с другом. Из-за больших скоростей восходящих движений (несколько десятков м/с) отмечается обтекание таких Сб внешним потоком. Существование куполообразных ниш с малыми значениями отражаемости (в области особо сильных восходящих потоков) и наличие радиоэха в виде «крюков» или «навесов», в которых происходит интенсивный рост ледяных частиц,— наиболее характерные признаки суперячейковых Сб. Отметим, что с ними связано большинство катастрофических градобитий.

За время существования мультиячейковых и суперячейковых Сб образуется мезомасштабная зона осадков, размеры которой в несколько раз превышают размеры зоны осадков из однопячейкового Сб. Конфигурация этой зоны и поле изогий определяются площадью и траекторией Сб, а также интенсивностью процесса конвекции.

По определению С. П. Хромова, «гроза — комплексное атмосферное явление, необходимой частью которого являются многократные электрические заряды между облаками или между облаком и Землей (молнии), сопровождающиеся звуковым явлением — громом... Гроза характеризуется также сильными шквاليстыми ветрами и ливневыми осадками, нередко с градом». Отметим, что термин «грозовое облако» часто используют как синоним Сб, хотя последнее не обязательно сопровождается грозовыми явлениями.

Прогноз возникновения опасных явлений, сопровождающих Сб, требует детального изучения характеристик временной изменчивости вертикальной структуры радиоэха Сб на разных стадиях их развития. Трудности проведения таких исследований, вызванные быстрым перемещением исследуемого объекта и большой изменчивостью всех его характеристик, не позволяют всегда получать достаточно полную картину структуры радиоэха конвективных облаков на всех стадиях их эволюции [12, 18, 26, 36, 51, 54, 80, 104, 108, 113, 124—126, 131, 169, 170].

Организация специальных радиолокационных наблюдений в различных физико-географических районах Советского Союза (северо-западная часть ЕТС, Белоруссия, Северный Кавказ) позволила получить большой экспериментальный материал, на базе которого проведен детальный анализ временной изменчивости радиолокационных характеристик конвективных облаков [54—56, 111, 116].

Методика наблюдений предусматривала: а) горизонтальные обзоры с подъемом антенны с шагом по углу возвышения ε , равным ширине диаграммы направленности, при одновременном измерении величины максимальной мощности отраженного сигнала и площади радиоэха с момента его появления на экране до момента распада или выхода из обзораемой радиолокатором зоны; б) вертикальные разрезы через зону с максимальной интенсивностью эхосигналов с введением ступенчатой аттенюации. Первичные данные были представлены в следующем виде: фотографии с экраном ИКО и ИДВ под углами возвышения начиная с $\varepsilon = 0^\circ$ и далее через 1° с дискретностью по времени 1 мин до момента распада; ленты самописца с записями вертикального распределения отраженных сигналов при фиксированной дальности (более 800 записей); значения отраженных сигналов на разных высотах в одном очаге (более 200 профилей).

Диапазон расстояний, на которых исследовались облака, составлял от 25 до 100 км. Запись вертикальных профилей отраженных сигналов производилась через 1 мин, а дискретных измерений P_i (дБ)—через 3—7 мин [97]. Время наблюдений за одним очагом с момента появления первого радиоэха до его исчезновения составляло от нескольких десятков минут до нескольких часов. Из рассмотрения были исключены все серии, в которых измерения могли быть искажены за счет интенсивного ослабления исследуемого очага экранирующими осадками. Разделение исследуемых облаков на ливневые (грозового и негрозового характера) и градовые проводилось путем привлечения данных сети наземных метеостанций; специальных контрольных облетов территории, проводимых для индикации зон выпадения града; бортовой погоды рейсовых самолетов, а также наблюдений с самолета-лаборатории, синхронность которых с радиолокационными данными достигалась с помощью специального диспетчерского

радиолокатора, осуществляющего контроль за положением самолета-лаборатории и его наведение на исследуемые облака. Самолет-лаборатория был оборудован широким комплексом метеорологических приборов, в том числе прибором для измерения напряженности электрического поля, позволяющим объективно оценивать степень грозовой активности облаков.

При дальнейшей обработке величина $z_{\text{ср}}$ (осредненная по высоте отражаемость) рассчитывалась по формуле

$$z_{\text{ср}} = \frac{1}{H} \int_0^H z(h) dh. \quad (4.1)$$

Размеры площадей S радиоэха отдельных конвективных облаков оценивались непосредственно по фотограммам ИКО и планиметрированием локальных картин отражений.

Таким образом, обработка первичных данных позволяла получать следующие характеристики:

максимальную высоту радиоэха H_{max} ;

максимальную отражаемость z_{max} ;

осредненную по высоте отражаемость $z_{\text{ср}}$;

отражаемости z_i на разных уровнях H_i ;

площади радиоэха S_i на фиксированных высотах (через 1 км);

толщину (км) слоя радиоэха, отражаемость которого больше или равна $10^2 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ ($H_{\lg z_a} \geq 2$);

толщину (км) слоя радиоэха, отражаемость которого больше или равна $10^3 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ ($H_{\lg z_a} \geq 3$);

толщину (км) «активного слоя» радиоэха $H_{\text{акт}}$, которое дает 90 %-ный вклад в суммарную отражаемость облака;

радиолокационный объем V_i локальных конвективных облаков.

Применяемая методика измерений и обработки данных обеспечивала оценку отражаемости z со средней квадратической ошибкой ± 3 дБ, а максимальной высоты радиоэха H_{max} со средней квадратической ошибкой $\pm 0,5$ км. Помимо указанных выше характеристик, путем расчета временной функции автокорреляции $\rho_z(\tau)$, были получены данные о статистических свойствах величин z на разных уровнях в соответствующих облаках.

Все исследованные облака по особенностям структуры, синоптическим условиям образования и времени жизни были разделены на три группы. К первой группе были отнесены внутримассовые облака, представляющие собой конвективную ячейку [15, 172, 182]. Размеры радиоэха таких облаков обычно не превышают 3—5 км, а время их существования лежит в пределах 20—90 мин [54, 172, 182]. Ко второй группе были отнесены мультиячейковые Сб также внутримассового происхождения. Как правило, размеры таких Сб значительно превышают размеры облаков, относящихся к первой группе (десятки км), а продолжительность существования их радиоэха составляет от 60 до 150 мин [54].

К третьей группе были отнесены мультячейковые Сб, входящие в систему фронтальных облаков, время существования которых измеряется несколькими часами [54].

Стадии жизни конвективного облака определяются направлением и скоростью вертикальных движений воздуха [182]. В первой стадии развития в кучевом облаке наблюдаются только восходящие движения. Вторая стадия — период зрелости — характеризуется наличием как восходящих, так и нисходящих движе-

ний воздуха, выпадением осадков и возникновением молнии (см. рис. 4.1) [172, 198]. В третьей стадии происходит распад облака вследствие преобладания в нем слабых нисходящих движений и уменьшения интенсивности осадков и электрической активности. Обобщение результатов наблюдений за эволюцией мульти-ячейковых Сб, принадлежащих к различным группам

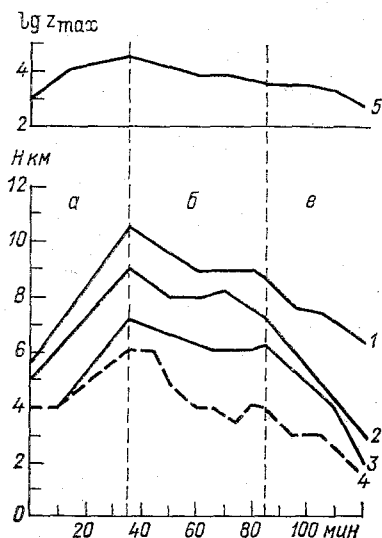


Рис. 4.5. Изменение во времени осредненных радиолокационных характеристик Сб в стадии роста (а), зрелости (б) и распада (в).

1 — $H_{\max}$, 2 — $H_{\lg z_a \geq 2}$, 3 — $H_{\lg z_a \geq 3}$, 4 — $H_{\text{акт}}$, 5 — $\lg z_{a \max}$.

дало осредненную картину трансформации во времени их радиолокационных характеристик, представленную на рис. 4.5. Из рисунка следует, что в первой стадии развития наблюдается рост таких радиолокационных характеристик, как высота радиоэха ($H_{\max}$), отражаемость ($\lg z_{\max}$), высота областей с повышенной отражаемостью ($H_{\lg z_a \geq 2}$ и $H_{\lg z_a \geq 3}$) толщина «активного слоя». Окон-

чание стадии роста происходит при достижении всеми вышеуказанными характеристиками максимальных значений и совпадает с моментом выпадения из облака наиболее интенсивных осадков (ливня или града). Длительность этой стадии с момента появления первого радиоэха составляет примерно 15—20 мин. Длительность стадии зрелости колеблется от 45 мин до 3,5 ч в зависимости от числа ячеек в Сб.

Можно предполагать, что интенсивность конвективных движений в Сб в известной мере определяет амплитуды пульсаций величины их $z_{\max}$. Возможно, по этой причине ливень с грозовыми явлениями характеризуется значительно большими амплитудами изменения величин $H_{\max}$, $H_{z_{\max}}$ и $z_{\max}$, чем негрозовой ливень. Это видно из рис. 4.6, где в качестве примера представлен вре-

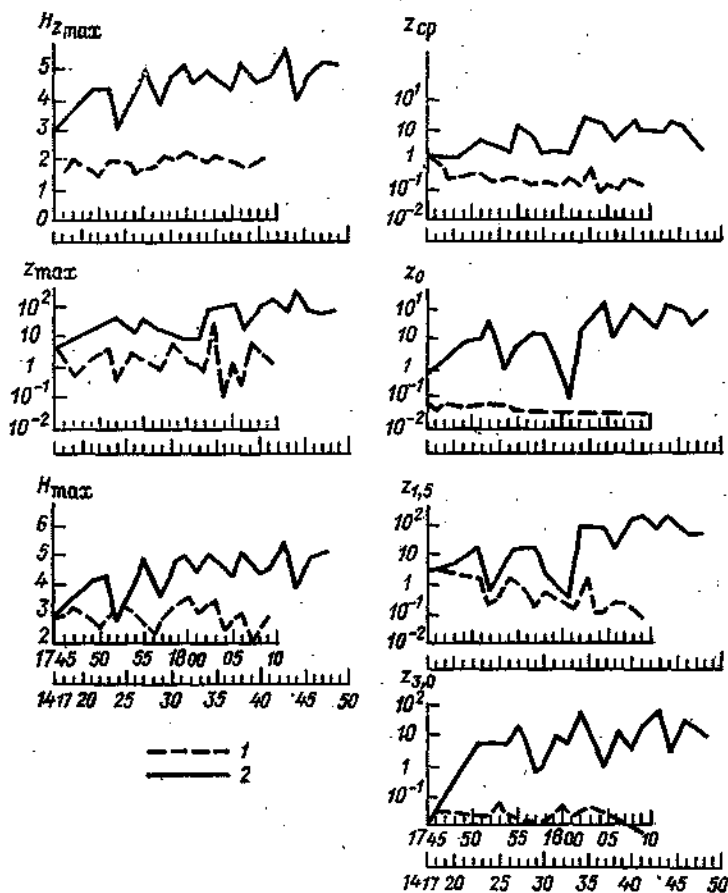


Рис. 4.6. Изменение во времени основных характеристик радиолокационного ливневого дождя (1) и грозы (2).

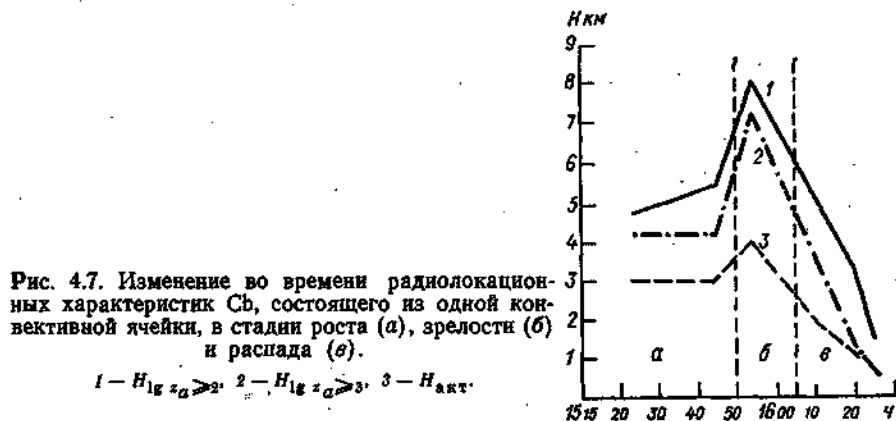


Рис. 4.7. Изменение во времени радиолокационных характеристик Сб, состоящего из одной конвективной ячейки, в стадии роста (а), зрелости (б) и распада (в).

1 — $H_{lg z_a \gg 2}$, 2 — $H_{lg z_a \gg 3}$, 3 — H_{akt} .

менной ход соответствующих характеристик ливня и ливня с грозовыми явлениями. Наибольшие амплитуды $z_{\max}$ наблюдаются на высоте $H_{z_{\max}}$, где располагается зона с максимальной отражаемостью.

В течение определенного промежутка времени $z_{\max}$ в ливнях являются статистически зависимыми, что подтверждается расчетом соответствующих функций автокорреляции $\rho_z(\tau)$. Анализ показывает, что время автокорреляции величин z зависит от высоты. Наименьшее время корреляции τ , соответствующее частоте пульсаций величин z , отмечается на уровне $H_{z_{\max}}$, т. е. там, где располагаются наиболее крупные частицы и отмечается наибольшая интенсивность конвективных и турбулентных движений.

В третьей стадии жизни Сб, которая продолжается примерно столько же времени, как и стадия роста (15—30 мин), наблюдается быстрое и монотонное убывание всех перечисленных выше радиолокационных характеристик, ослабление и постепенное прекращение осадков.

Наиболее наглядна временная трансформация радиолокационных характеристик Сб, состоящего из одной конвективной ячейки (рис. 4.7). Наблюдения проводились в районе аэропорта Минеральные Воды. Облако развивалось практически без перемещения. Высота его нижней границы составляла 500 м. По данным наземных наблюдений, облако давало ливневые осадки в течение 16 мин. В этот период происходило вначале нарастание, а затем спад радиолокационных характеристик (область б на рис. 4.7). Общее время существования рассматриваемого радиоэха было равно 70 мин, максимальная площадь $S=350 \text{ км}^2$, максимальная высота $H_{\max}=10,7 \text{ км}$, максимальная отражаемость $\lg z_a \max=4,5$.

Интересными являются данные о развитии Сб, полученные в Венесуэле [225] (всего 232 радиоэха Сб). Обычно в процессе своего развития Сб достигает максимальной высоты $H_{\max}$ в середине периода существования (около 60 % зон Сб), а у 30 % Сб $H_{\max}$ отмечается в самом начале периода жизни ($\Delta t/T=0,2 \dots 0,4$, где Δt —время, в течение которого H достигло $H_{\max}$, T —общее время существования). Для таких облаков характерно быстрое возрастание H и медленный распад. И, наоборот, медленное увеличение высоты и быстрый распад облаков встречается только у 10 % Сб.

Полученные значения площадей радиоэха подвергались статистической обработке с целью выявления общих закономерностей изменения этих величин при переходе облака из одной стадии в другую [113, 114]. На рис. 4.8 приведены гистограммы размеров площадей радиоэха Сб на разных стадиях их развития. Из гистограммы видно, что распределение площадей радиоэха по размерам для грозового Сб существенно отличается от аналогичного распределения для Сб с ливневыми осадками. Так, для грозового Сб диапазон возможных площадей радиоэха состав-

ляет 100—1000 км², в то время как для облаков с ливнями 5—400 км². Это означает, что в среднем максимальный диаметр радиоэха внутримассовых Сб негрозового характера в горизонтальной плоскости имеет тот же порядок величин, что и вертикальная протяженность радиоэха, в то время как для грозовых Сб он может быть значительно больше [113]. Различия в горизонталь-

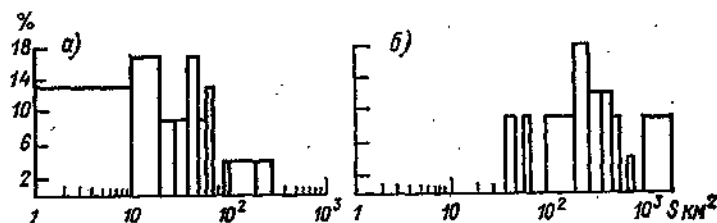


Рис. 4.8. Распределение площадей радиоэха ливневых (а) и грозовых (б) Сб (Краснодарский край).

ных размерах мультячейковых Сб обусловлены тем, что грозовые Сб чаще, чем облака с ливнями, состоят из нескольких конвективных ячеек.

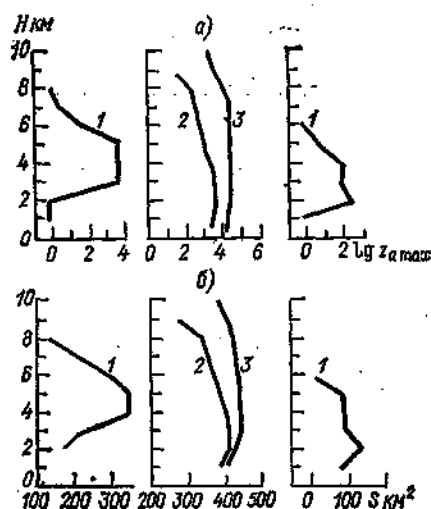


Рис. 4.9. Наиболее типичные вертикальные профили отражаемости (а) и площади радиоэха (б) на разных стадиях эволюции Сб.

1 — ливень, 2 — ливень с грозой, 3 — град.

Исследования [54] показали, что существует зависимость между величиной отражаемости и площадью радиоэха на данном уровне (рис. 4.9). Коэффициент корреляции между величинами S_i и z_i на соответствующих H_i составил 0,88. Однако размеры зоны, ограниченной изолинией ($z_{\max} - 10$ дБ z) «ядра» z , в грозах меньше, чем в ливнях, т. е. в Сб с грозовыми явлениями градиент отражаемости значительно больше.

Можно отметить, что в стадии роста профиль $z(h)$ примерно симметричен относительно уровня $H_{z_{\max}}$, который, как правило, расположен над нулевой изотермой. Выше и ниже уровня $H_{z_{\max}}$ наблюдается достаточно быстрое убывание z . В стадии зрелости, т. е. в момент выпадения осадков, ход $z(h)$ выравнивается с высотой. При этом отмечается существенное увеличение $H_{\max}$ и $z_{\max}$ по сравнению со стадией роста. В стадии распада профиль $z(h)$ вновь становится симметричным относительно уровня $H_{z_{\max}}$, одновременно происходит убывание $H_{\max}$ и $z_{\max}$. В отличие от стадии роста, уровень $H_{z_{\max}}$ лежит ниже нулевой изотермы и постепенно опускается по мере «вымывания» облака. Из сказанного можно сделать вывод, что переход Сб из грозового состояния, сопровождающегося выпадением жидких осадков, в состояние, сопровождающееся выпадением града, характеризуется: увеличением интенсивности и высоты радиоэха облака, а также равномерности распределения интенсивности радиоэха по высоте.

По-видимому, наличие в облаке большой переохлажденной области с крупными частицами является одним из важнейших условий разделения зарядов в облаке, а следовательно, и образо-

Таблица 4.1

Отношение N_B высоты переохлажденной области к высоте нулевой изотермы

Форма облаков	N_B
Сп	—
Сп cong.	0,40
Сб (ливень)	0,90
Сб (предгрозовые)	1,90
Сб (грозовой ливень и град)	2,60

вания грозового электричества [11, 18, 19]. Сходные распределения имеют $S(H)$ и $\lg z_{a_{\max}}$. Эти величины, как следует из рис. 4.9, выравниваются по высоте в ливне и граде. Облака с опасными явлениями имеют переохлажденную область (табл. 4.1).

4.1.3. Радиолокационные характеристики градового облака

Переход Сб в градовое состояние связан с определенным изменением микро- и макропараметров облака, которое обеспечивает возможность подъема наиболее крупных переохлажденных капель до уровня их естественной кристаллизации [1, 12, 21, 27]. Образование градовых зародышей при замерзании наиболее крупных облачных капель происходит при температуре примерно $-20... -25^\circ\text{C}$. При более высокой температуре кристаллизация

быстро растущих конвективных облаков возможна, но маловероятна.

Второе условие, необходимое для образования в облаке града и определяющее возможность подъема наиболее крупных капель до уровня их естественной кристаллизации, можно записать в виде $w > v_k \approx 10$ м/с, где w — скорость восходящих потоков, v_k — скорость падения самых крупных капель.

Первое условие связано прежде всего с характером внутриоблачных процессов и, несомненно, связано с общей динамикой развития облака. Особенности внутриоблачных процессов приво-

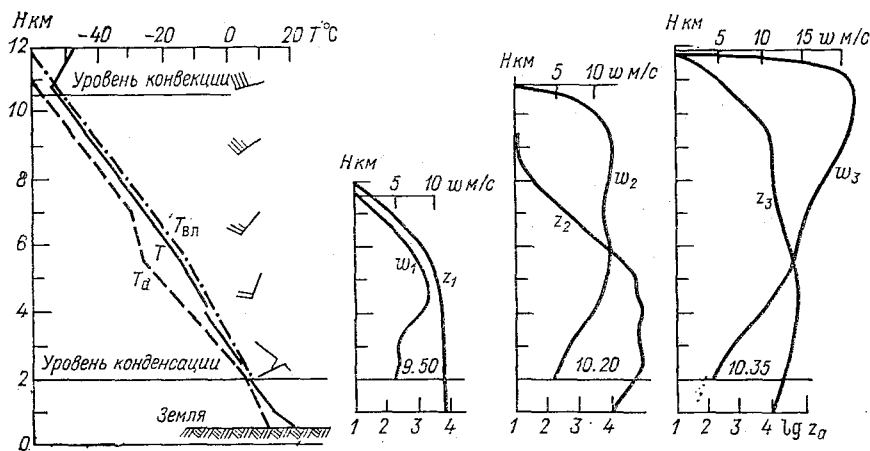


Рис. 4.10. Аэрологические условия развития конвективного облака и расчеты динамики его развития.

$T_{вл}$, T , T_d — температура влажной адиабаты, атмосферы и точки росы соответственно; w — расчетная скорость вертикальных токов в облаке; z — измеренная радиолокационная отражаемость.

дят к тому, что конвективные облака, имеющие одни и те же макропараметры, могут быть как ливневыми, так и градовыми. Непросто дать чисто качественное объяснение этому факту. В случае Сб с ливнями зарождение и рост частиц осадков происходит в основном в нижней, сравнительно теплой части облака. Выпадающие осадки «вымывают» облачные капли и уменьшают восходящие токи в этой части облака, из-за чего образование и подъем крупных капель до уровня их естественного замерзания становится невозможным. Для образования же града в Сб требуется вполне определенное сочетание микро- и макропараметров облака, определяющее возникновение крупных облачных капель как раз вблизи уровня их интенсивной кристаллизации.

Приведем конкретный пример развития Сб в Лабинском районе Краснодарского края 23 июня 1968 г. [55]. В этот день аэрологические условия (рис. 4.10) в связи с прохождением днем холодного фронта благоприятствовали развитию Сб. Первая зона радиоэха была отмечена на экране МРЛС в 9 ч 50 мин в момент

выпадения из облака ливневых осадков. Эта зона сравнительно быстро увеличивалась и по горизонтали, и по вертикали и примерно через полчаса после начала наблюдений достигла по вертикали своего максимального развития, завершившегося выпадением из облака крупного града диаметром до 3 см.

На рис. 4.10 показана динамика вертикальных профилей отражаемости $z(h)$ (профиль $\lg z_a(h)$), полученных из радиолокационных наблюдений однопачетковых Сб. На этом же рисунке приведены результаты расчета динамики развития этого облака при численном моделировании по методу струи для трех моментов

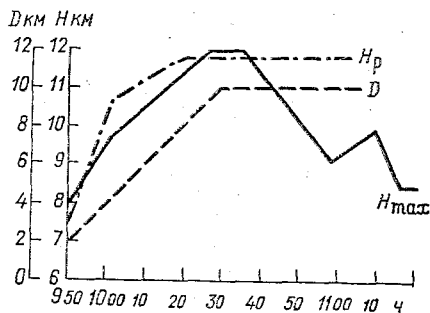


Рис. 4.11. Изменение во времени вертикальных H_{max} и горизонтальных D размеров радиозона Сб, а также его расчетной высоты H_p .

времени [55]. Начальная вертикальная скорость w_0 и перегрев струи принимались постоянными и равными 5 м/с и 0,2°C соответственно, а диаметр облачной струи на уровне конденсации, определяющей развитие конвективного облака до начала процесса интенсивного осадкообразования, задавался по данным изменения во времени диаметра зоны радиозона D_p .

Обобщенные результаты радиолокационных наблюдений за динамикой зоны радиозона представлены на рис. 4.11. Здесь же показано и изменение высоты верхней границы облака, рассчитанной по методу струи (H_p). Как видно из рисунка, расчеты динамики развития конвективного облака в стадии его роста удовлетворительно согласуются с результатами радиолокационных наблюдений за вертикальными размерами зоны радиозона. Стадия диссипации облака определяется в основном процессами взаимодействия выпадающих осадков с конвективными движениями внутри облака, которые не учитываются в струйной модели конвекции.

4.2. Радиолокационные признаки стадии развития конвективных облаков

В зависимости от стадии развития Сб отмечаются различия во времени корреляции величин z на уровне $H_{z_{max}}$. Так, в ливнях без грозных явлений наименьшее время составляет 14—

15 мин, в то время как в грозах на этом же уровне это время составляет всего 3—5 мин.

В соответствии с гипотезой о «замороженной» турбулентности размеры неоднородностей z оценивались переходом от временного интервала корреляции к пространственному:

$$K_{\rho_z=0,05} \approx \bar{v} \tau_{\rho_z=0,05}, \quad (4.2)$$

где $\bar{v}$ — средняя скорость ветра на заданной высоте. Если в грозах принять $\tau=3$ мин, $H_{z_{\max}}=3$ км и $\bar{v}=10$ м/с, то их радиус корреляции составит примерно 1,8 км. Указанные размеры хорошо согласуются с данными, полученными при непосредственных расчетах пространственных функций корреляции $z_{\max}$ в грозовых Сб.

Рассуждая аналогичным образом, можно считать, что радиус корреляции $z_{\max}$ в ливнях примерно в 4—5 раз больше, чем в грозах, и составляет 6—8 км. Этот вывод совпадает с данными табл. 2.17, т. е. с увеличением интенсивности осадков уменьшается размер площади, на которую они выпадают.

В табл. 4.2 приведена скорость изменения некоторых радиолокационных характеристик ($H_{\max}$, $H_{lg z_a \geq 2}$, $H_{lg z_a \geq 3}$) в стадиях

роста и распада. Как видно из таблицы, скорость опускания вершин больше, чем скорость подъема [54], но средние значения скоростей изменения радиолокационных характеристик в период роста и распада, так же как и продолжительность этих периодов, примерно одинаковы.

Таблица 4.2

Скорость изменения некоторых радиолокационных характеристик Сб в разных стадиях их эволюции (Краснодарский край)

Стадия	Скорость изменения, м/с								
	высоты радиоэха			высоты области с $lg z_a \geq 2$			высоты области с $lg z_a \geq 3$		
	от	до	средняя	от	до	средняя	от	до	средняя
Рост	0,3	2,5	2	0	5,2	1,2	0	5	2
Распад	—0,14	—6,2	—2,1	—0,07	—5,8	—2,0	—0,01	—4	—2

Указанные значения скорости роста вершины радиоэха близки к полученным ранее [6, 17, 20, 30]. Средняя скорость роста для района Днепропетровска составляла 3,2 м/с, Ленинграда — 2,4 м/с, ряда районов США — 4,3 и 6,1 м/с. Распределение повторяемостей для скоростей роста и опускания вершин радиоэха, полученное при наблюдениях за развитием и распадом радиоэха

Сб в Венесуэле, дано в табл. 4.3. Лишь у 5 % всех Сб скорость подъема достигала 9—10 м/с, а значения 4—5 м/с отмечались для $\frac{1}{3}$ облаков. Для опускающихся вершин скорость более 4—5 м/с отмечена у $\frac{1}{4}$ всех Сб. Такие значения для скорости подъема и опускания близки к тем, которые отмечаются летом в Сб умеренных широт.

Таблица 4.3

Повторяемость (%) скорости w_B увеличения высоты верхней границы радиоэха (Южная Америка, Венесуэла) [225]

	w_B м/с									
	0—1	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10
Подъем	17	29	14	11	18	6	0	0	0	5
Опускание	21	33	14	8	12	3	6	3	0	0

Определить стадию развития конвективных облаков однозначно можно в процессе наблюдений на доплеровском МРЛС с автоматизированной аппаратурой обработки отраженных сигналов. Однако доплеровские МРЛС не нашли еще достаточно широкого распространения в повседневной практике. Кроме того, метеорологическая интерпретация результатов доплеровских измерений не так проста и однозначна, как это принято считать [3, 20, 25, 26]. Поэтому в оперативной практике для определения стадии развития конвективного облака пользуются следующими косвенными признаками [23, 88, 113]:

увеличение высоты, отражаемости и площади радиоэха Сб указывает на развитие конвективного облака;

в стадии роста радиолокационное ядро Сб (зона с максимальной отражаемостью) находится обычно выше нулевой изотермы;

в начале выпадения осадков значение $\lg z_{\max}$ практически одинаково по всей высоте облака;

при интенсивном выпадении осадков радиолокационное «ядро» (зона $z_{\max}$ — 10 дБз) опускается вниз и находится в нижней части Сб;

стадия распада характеризуется заметным убыванием высоты, отражаемости и площади радиоэха; зона с максимальной отражаемостью находится в нижней части облака;

о стадии развития можно судить по знаку временной производной суммарной радиолокационной отражаемости вертикального столба облака с единичным поперечным сечением.

Как показывает опыт оперативной работы, для надежной индикации перехода из стадии в стадию необходимо, чтобы в очередной срок наблюдений Сб их максимальная высота уменьшалась или увеличивалась не менее, чем на 2 км, площадь изменялась на 25 %, а отражаемость переходила из градации в града-

цию (слабые осадки — в умеренные и т. д.). На практике часто используют еще один признак: в развивающемся Сб обычно отмечаются большие вертикальные и горизонтальные градиенты отражаемости.

Таким образом, если анализировать радиолокационную информацию о Сб в конкретный момент времени, то конфигурация и положение радиолокационного «ядра» Сб, а также величина градиентов отражаемости позволяют оценить стадию развития облака. Критерии стадии развития Сб приведены в табл. 4.4 [88].

Таблица 4.4

Оценка стадии развития Сб по данным наблюдений на МРЛ

Градации интенсивности осадков	Высота расположения ядра Сб $H_{\text{я}}$	Оценка стадии развития
Умеренные	$H_{\text{я}} > H_0 \cdot C$	Развивается
Сильные	$\lg z_3 \geq \lg z_1$	
Умеренные	$H_{\text{я}} > H_0 \cdot C$	Быстро развивается
Сильные	$\lg z_3 \geq \lg z_2$	
Очень сильные		
Умеренные	$H_{\text{я}} \geq H_0 \cdot C$	Зрелая грозовая (стационарная)
Сильные	$\lg z_3 \approx \lg z_1$	
Очень сильные	«Столб» $\lg z_{\text{max}}$	
Умеренные	$H_{\text{я}} \geq H_0 \cdot C$	Зрелая (стационарная)
Сильные	$\lg z_3 \approx \lg z_1$	
Очень сильные		
Умеренные	$H_{\text{я}} < H_0 \cdot C$	Диссипация
Слабые	$\lg z_3 < \lg z_1$	

Примечания: 1. Турбулентность от умеренной до сильной отмечается в Сб при $\lg z_{\text{max}} \geq 2,7$ и больших градиентах $\lg z$. 2. Градации интенсивности осадков соответствуют следующим значениям $\lg z$: слабые $< 1,2$; умеренные $1,2-2,7$; сильные $2,8-3,9$; очень сильные $> 3,9$.

4.3. Суточный и сезонный ход радиолокационных характеристик

4.3.1. Суточный ход характеристик радиоэха в Белоруссии

Проведем анализ суточного хода радиоэха по результатам обобщения данных наблюдений сетевых МРЛ Белоруссии для двух летних сезонов 1972—1973 гг. (июнь—август) и данных МРЛ Минска для трех зимних месяцев 1972-73 г. [83].

Методика оперативных наблюдений [23] на МРЛ в ГМО предусматривает получение в основные синоптические сроки данных не только об отдельных облаках, но и о системах облачности в ра-

диусе радиолокационного обзора (300 км). По этой причине всевозможные сочетания основных осадкообразующих форм облачности были классифицированы по трем главным типам радиоэха облачных систем, определение которых на экране ИКО оператор проводит, как правило, уверенно и без ошибок: 1) РКО — радиоэхо конвективной облачности; 2) РСО — радиоэхо слоистообразной облачности (в основном облачные осадки из облачной системы As—Ns); 3) РКСО — радиоэхо конвективной и слоистообразной облачности.

В результате обработки были получены ежечасные данные о распределении площади радиоэха S (км²) и наибольшей вы-

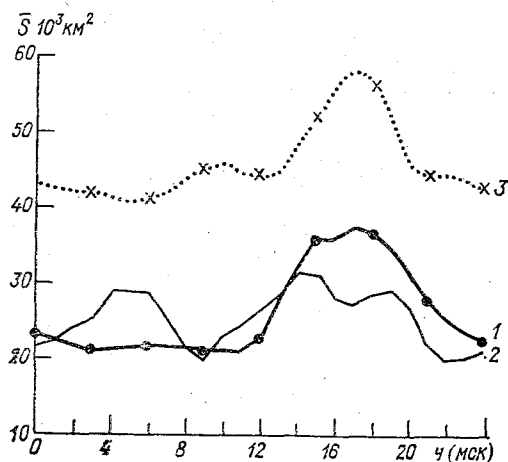


Рис. 4.12. Суточный ход площади $\bar{S}$ радиоэха по данным МРЛ в Белоруссии летом 1972—1973 гг. в радиусе обзора 300 км.

1 — РКО, 2 — РСО, 3 — РКСО.

соты радиоэха облачности $H_{\max}$ (км) в радиусе обзора МРЛ, равном 300 км. Статистическая обеспеченность для отдельных ежечасных оценок рассмотренных ниже значений S и H радиоэха составляла 6382 измерения для РКО, 1336 — для РКСО и 404 — для РСО. Относительно небольшое число измерений H и S для РСО объясняется сравнительно невысокой повторяемостью обложных осадков в летние месяцы в выбранном районе.

На рис. 4.12 представлен суточный ход площади $\bar{S}$ в радиусе 300 км от МРЛ для трех типов радиоэха. С целью выделения периодической составляющей площади радиоэха и оптимального сглаживания кривой при построении суточного хода было выполнено скользящее осреднение по 3-часовым интервалам. Как видно из рисунка, суточный ход достаточно отчетливо выражен для РКО и РКСО. Суточный ход площади РСО имеет наиболее сложный характер, однако он вполне объясним, если исходить из того,

что РСО сопутствует как теплым, так и холодным атмосферным фронтам первого рода. Ночной максимум площади РСО в таком случае связывается с ночным выхолаживанием и обострением теплых фронтов, а дневной максимум с нагреванием воздуха и усилением осадков на холодных фронтах в послеполуденные часы.

Максимум площади $\bar{S}$ для РКО и РКСО обычно достигается также к 16—18 ч московского времени. В среднем площади РКСО значительно превосходят значения $\bar{S}$ РКО и РСО и только в период 15—18 ч площадь РКО иногда может приближаться к среднему значению площади РКСО ($\bar{S}=45,4$ тыс. км²). Максимальных значений амплитуда суточного хода $\bar{S}_{\max}-\bar{S}_{\min}$ достигает в случае

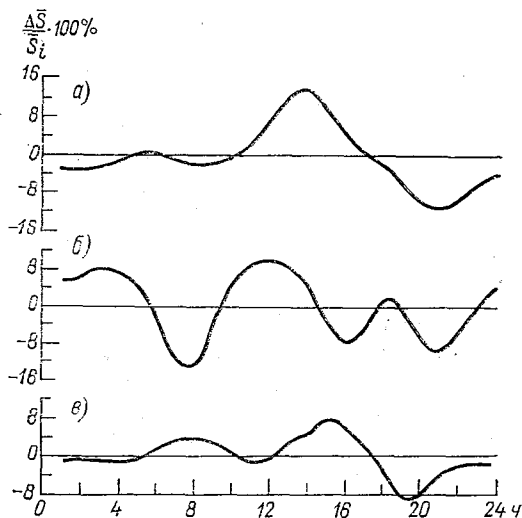


Рис. 4.13. Суточный ход ежечасных относительных изменений площади радиоэха.
а — РКО, б — РСО, в — РКСО.

РКО (16 тыс. км²), изменяясь от 21 тыс. км² в 11 ч до 37 тыс. км² в 17 ч.

На рис. 4.13 представлено ежечасное относительное изменение площади (тенденция изменения $\Delta\bar{S}/\bar{S}_i$), выраженное в процентах, для трех типов радиоэха в течение суток. Оценка погрешностей при измерении и осреднении площади S_i показывает, что только колебания отношения $\Delta\bar{S}/\bar{S}$, превышающие $\pm 2\%$, можно признать существенными. Как видно из рис. 4.13, наибольшее ежечасное изменение площади (примерно, 14 %), обусловленное суточным ходом $\bar{S}$, наблюдается для РКО. Анализ суточного изменения площади РКО показывает, что с 10 до 17 ч $\bar{S}$ увеличивается, причем наиболее резко между 12 и 15 ч. После 17 ч 20 мин сначала наблюдается слабое уменьшение площади, а потом более быстрый распад радиоэха облачных систем. При этом максимальное относительное уменьшение $\Delta\bar{S}/\bar{S}$ наблюдается от 20 до 22 ч и составляет 11 %. В ночные часы изменения $\Delta\bar{S}/\bar{S}$ для РКО обычно близки к нулю.

Сходная картина обнаруживается при анализе суточного хода ежечасного относительного изменения площади РКСО. В этом случае $\Delta \bar{S}/\bar{S}$ при развитии системы обычно не превышает 8 %, а при диссипации или уменьшении площади за счет суточного хода — 11 %. В послеполуденные часы от 12 ч до 17 ч 30 мин за счет суточного хода обычно отмечается увеличение площади РКСО, а после 17 ч 30 мин до 22 ч — уменьшение. Площадь РКСО за счет суточного хода в ночные часы практически не изменяется. Для РСО в течение суток увеличение площади отмечается с 23 ч до 5 ч 30 мин и с 9 ч 30 мин до 15 ч. Относительное ежечасное изменение площади также не превышает 10—14 %. В остальное время суток $\Delta \bar{S}/\bar{S}$ РСО, как правило, уменьшается с относительной скоростью — 14 % в 8 ч.

Суточный ход осредненных значений $\bar{H}_{\max}$ для всех типов радиоэха показан на рис. 4.14. Укажем на сходство общей тенденции

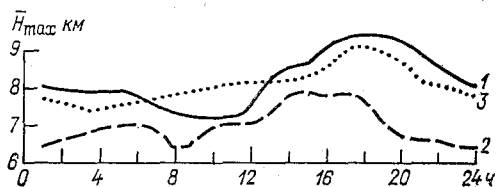


Рис. 4.14. Суточный ход средней наибольшей высоты $\bar{H}_{\max}$ радиоэха в радиусе обзора МРЛ для района Белоруссии по данным МРЛ летом 1972—1973 гг.
1 — РКО, 2 — РСО, 3 — РКСО.

изменений $\bar{H}$ и $\bar{S}$. Однако суточный ход $\bar{H}_{\max}$ менее выражен. Максимальная суточная амплитуда $\bar{H}$ РКО достигает 2,5 км. Для других типов радиоэха (облачности) амплитуда $\bar{H}$ еще меньше. На первый взгляд, такой результат не может соответствовать действительности, поскольку известно, что высота отдельного радиоэха S_b в процессе его развития может увеличиваться в гораздо больших пределах. Однако такое представление справедливо при рассмотрении отдельной зоны РКО в течение полного цикла его развития — от момента обнаружения до распада. Иная картина наблюдается, если анализировать изменчивость только наибольших значений высоты радиоэха облачных систем $H_{\max}$ в радиусе $R = 300$ км по ежечасным срокам наблюдений. При таком подходе средние значения $\bar{H}_{\max}$ для РКО составили 8,4 км, для РКСО — 8,0 км, для РСО — 7 км.

Высота радиоэха снегопадов не испытывает периодических суточных колебаний. По оценкам за январь—март 1972 г. (699 измерений) для снегопадов в районе Белоруссии величина $\bar{H}$ составила 4,1 км при $\sigma_H = \pm 1,7$ км. Представление о характере распределения S и $H_{\max}$ в теплый период для умеренной полосы (по данным МРЛ Минска, Бреста и Гомеля) дают интегральные кривые вероятности на рис. 4.15 для РКО, РСО и РКСО. Из рисунка видно, что площади РКО и РКСО для одного МРЛ практически никогда не превышают $90 \cdot 10^3$ км², а площадь РСО не превосходит $67,5 \cdot 10^3$ км². Средние значения $\bar{S}$ равны $18 \cdot 10^3$ км² (РКО), $40 \cdot 10^3$ км² (РКСО) и $19 \cdot 10^3$ км² (РСО). Величина $\bar{H}_{\max}$ для РКО и РКСО (см. рис. 4.15) никогда не достигает 15 км,

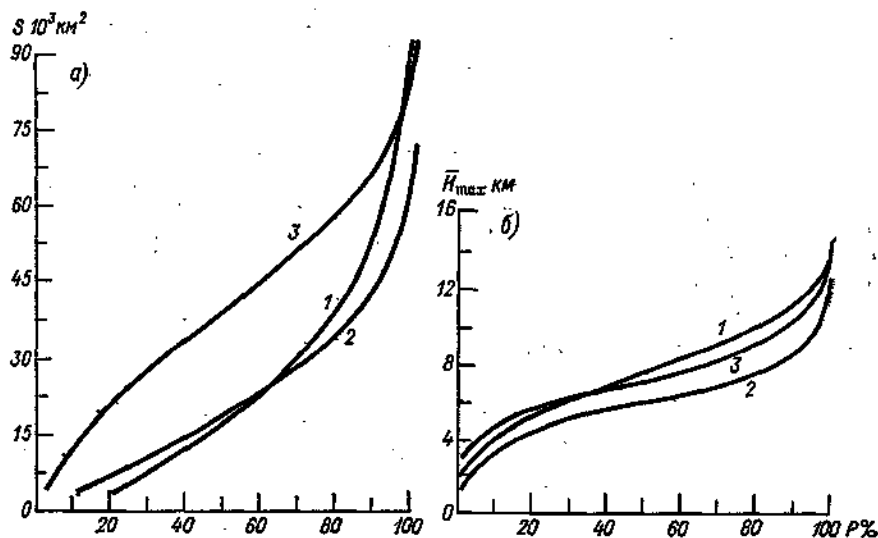


Рис. 4.15. Интегральная повторяемость P площади S (а) и средней наибольшей высоты $\bar{H}_{\max}$ (б) радиозона в радиусе обзора 300 км (БССР).
1 — РКО, 2 — РСО, 3 — РКСО.

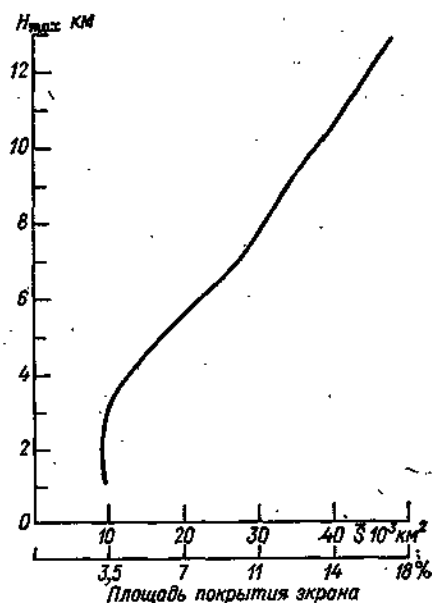


Рис. 4.16. Зависимость средней площади $\bar{S}$ радиозона от его наибольшей высоты $H_{\max}$ в радиусе обзора 300 км (БССР).

Таблица 4.5

Интегральная повторяемость (%) площади S радиоза в радиусе 300 км меньше определенного значения в зависимости от максимальной высоты $H_{\max}$

$H_{\max}$ км	S тыс. км ²						
	7,5	15	22,5	30	37,5	45	52,5
1	62,0	82,5	88,5	88,5	100	100	100
3	59,5	80,5	91,5	94,0	97,5	99,0	99,5
5	31,0	54,0	71,0	82,5	90,0	95,0	97,0
7	16,5	32,5	49,0	61,5	71,5	82,0	88,0
9	14,0	29,0	40,0	51,5	62,5	72,5	80,5
11	8,0	20,5	32,0	43,5	53,5	63,5	72,0
13	5,5	16,5	27,5	36,5	45,5	57,5	66,0

$H_{\max}$ км	S тыс. км ²						Число измерений
	60	67,5	75	82,5	90	120	
1	100	100	100	100	100	100	34
3	100	100	100	100	100	100	417
5	98,7	99,2	99,5	100	100	100	1284
7	92,3	95,5	97,5	99,0	99,5	100	2200
9	85,8	90,8	94,0	96,0	97,5	100	1907
11	78,5	83,5	88,0	92,0	94,0	100	1526
13	74,0	79,5	83,5	88,0	91,5	100	765

а для РСО — 12 км. Медианные значения $H_{\max}$ летом для трех типов радиоза составляют 7,4 (РКО), 6,8 км (РКСО) и 5,8 км (РСО).

Интересно также количественно оценить статистическую связь площади радиоза и его максимальной высоты. В табл. 4.5 представлена интегральная повторяемость площади радиоза в радиусе 300 км меньше определенного значения в зависимости от величины $H_{\max}$. При обработке градации высот равнялись 2 км, градации площади — $7,5 \cdot 10^3$ км².

На рис. 4.16 показана осредненная зависимость $\bar{S}(H_{\max})$. Из рисунка следует, что при значениях $H_{\max}$ от 1 до 3 км покрытие эрана ИКО составляет лишь 3,5 % площади. Площадь покрытия эрана увеличивается с ростом вертикальной протяженности радиоза и достигает в среднем 18 %, когда $H_{\max}$ приближается к уровню тропопавзы. В целом из анализа табл. 4.5 и рис. 4.16 следует, что увеличение $H_{\max}$ вдвое приводит к такому же увеличению $\bar{S}$ начиная с $H_{\max} > 3$ км.

4.3.2. Суточный ход характеристик радиоза в районе Карибского моря

Как уже отмечалось в главе 2, почти все осадки, выпадающие в тропиках и низких широтах, имеют конвективное происхождение.

ние и связаны с образованием кучево-дождевой облачности [15, 17, 21, 31]. В работе [139] рассматривались особенности режима кучево-дождевой облачности на востоке Кубы и в Карибском море. С этой целью была проанализирована частота (число сроков) появления ячеек РКО над различными подстилающими поверхностями. В качестве исходного материала были использованы контуры зон РКО в стадии *Cu cong.* — *Sb* на ИКО (всего 1151 случая). На долю суши приходилось примерно $\frac{1}{4}$ площади обзора, а на долю моря — $\frac{3}{4}$. Обобщенный материал относился к периоду с апреля по декабрь 1975 г. Данные об интенсивности радиозеха охватывали период с апреля по сентябрь. Следует указать, что радиолокационные наблюдения проводились через каждые 3 ч

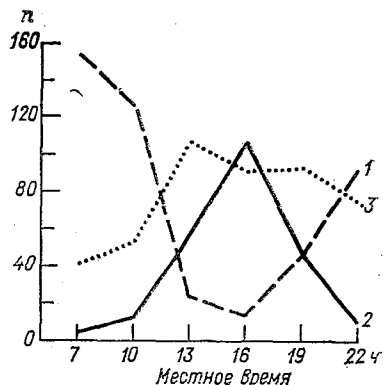


Рис. 4.17. Повторяемость n (число случаев) обнаружения РКО по срокам наблюдения в течение суток в районе Карибского моря.

в синоптические сроки за исключением 6 и 9 ч по гринвичскому времени (1 и 4 ч по местному времени).

На рис. 4.17 приведены данные о числе сроков, в которые РКО было зафиксировано: а) над морем; б) только над сушей; в) над морем и сушей одновременно. Из рисунка хорошо видно, как резко выражен суточный ход частоты появления РКО над морем и над сушей. Кривые 1 и 2 показывают, что в момент времени, когда частота сроков с РКО над сушей максимальна, над морем отмечается абсолютный минимум. В ночные и предрассветные часы соотношение частот повторяемости сроков с РКО над сушей или морем существенно изменяется. В утренние часы РКО практически не появляется над сушей (3 %), а отмечается только над морем.

Подобный суточный ход РКО указывает на то, что большая роль в разрешении энергии потенциальной неустойчивости в тропической атмосфере принадлежит контактному механизму нагревания и образования сверхадиабатических градиентов температуры в нижних слоях атмосферы. Увеличение повторяемости РКО над морем в ночные часы может быть также связано с температурными неоднородностями поверхностного слоя воды в различных районах моря. Причиной появления такой неоднородности бывает различная прозрачность верхнего слоя воды на соседних участках

моря, а следовательно, и различная степень ее нагрева [31]. Выход глубинных морских течений с более низкими температурами на поверхность, напротив, может способствовать подавлению конвективных вертикальных потоков воздуха над теми районами моря, где отмечаются более низкая температура воды в верхнем слое.

В течение суток, как видно из рис. 4.17, существуют два момента времени, когда частоты сроков совпадают (кривые 1 и 2 пересекаются). Это происходит в 12 ч 30 мин и 19 ч местного времени. Этот факт, по-видимому, связан с динамикой перераспределения конвективной облачности и образованием S_b днем над сушей и ночью над морем. На 13 ч местного времени приходится также основной максимум повторяемости сроков, в которые кучево-дождевые облака одновременно фиксировались и над морем и над сушей. В целом же частота сроков, когда $S_u \text{ cong.} - S_b$ обнаруживались одновременно и над морем и над сушей, в послеполуденные часы выше, чем в предрассветные и утренние (7 и 10 ч). Это можно объяснить активизацией процессов облакообразования в дневные часы, когда прогрев атмосферы максимальный.

В табл. 4.6 приведены повторяемости трех вариантов распределения РКО над всей площадью радиолокационного обзора, а также повторяемость отсутствия радиозоха для различных моментов времени. Из таблицы следует, что вероятность формирования $S_u \text{ cong.} - S_b$ только над морем или только над сушей в 7 ч местного времени равна соответственно 56 и 1,5 %. В 16 ч местного времени картина становится обратной.

Таблица 4.6

Изменение повторяемости (%) числа сроков с РКО над морем и над сушей в течение суток для Кубы (в скобках указано местное время)

Распределение РКО	Срок наблюдения, ч					
	12 (07)	15 (10)	18 (13)	21 (16)	00 (19)	03 (22)
Над морем	56	46	9	5	16	34
Над сушей	1,5	4	20	39	17	4
Над морем и над сушей	15	19	40	33	34	27
Радиозох отсутствует	27,5	31	31	23	33	35

В течение суток в 23—35 % случаев в радиусе обзора 200 км РКО отсутствует. Очевидно, в этот период существует стратификация, при которой вертикальный слой воздуха характеризуется устойчивостью даже по отношению к влажноадиабатическому градиенту, и дневной прогрев нижнего, приземного слоя не сказывается на изменении устойчивости в целом.

4.3.3. Суточный ход радиолокационных характеристик облаков в других районах

В других районах земного шара отмечаются сравнительно небольшие вариации в суточном ходе радиолокационных характеристик.

Первое появление радиоэха Св по часовым интервалам местного времени в виде процентной повторяемости в Венесуэле [225] отражено в табл. 4.7. Как следует из таблицы, в промежутке вре-

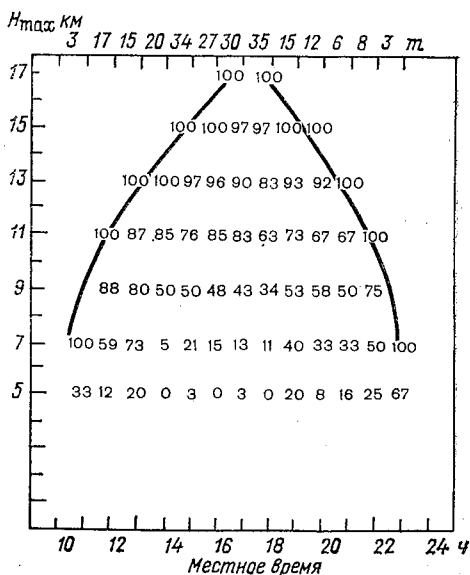


Рис. 4.18. Интегральная диаграмма повторяемости (%) случаев с H_{max} радиоэха меньше определенного значения для Венесуэлы [225].

m — абсолютное число радиоэха за каждый час.

мени от 22 до 10 ч Св практически не появляются вновь. Это близко к результатам анализа тенденции изменения площади РКО $\Delta S/\bar{S}$, проведенного по данным наблюдений МРЛ в БССР (п. 4.3.1). В то же время основная доля вновь возникающих радиоэхо Св (58 %) приходится на период 14–17 ч местного времени.

Анализ данных, полученных для 232 Св в июле–сентябре 1969 г. [225] показывает, что высота верхней границы половины всех Св (50 %) достигает максимума в 8–12 ч (рис. 4.18). Для 20 % Св с дождем высота верхней границы превосходит 12 км. Однако такой высоты облака обычно могут достигать лишь в дневное время — от 12 до 22 ч. В период между 15 и 19 ч мест-

Таблица 4.7

Повторяемость (%) случаев первого появления радиоэха облаков и осадков в течение периода наблюдения (Венесуэла) [225]

Местное время, ч . . .	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Повторяемость, % . . .	1	6	6	7	12	13	15	18	7	7	4	3	1

ного времени высота верхней границы радиоэха Сб иногда составляет 15—17 км (см. рис. 4.18). В районе Белоруссии такие значения никогда не отмечались. Однако в ночные часы (22—10 ч) высота верхней границы радиоэха Сб в Венесуэле не превышала 7 км, а это близко к средним значениям $H_{\max}$ РКО в БССР.

Изменение средних характеристик максимальной высоты верхней границы радиоэха Сб в радиусе 220 км в районе Сингапура за 16 месяцев [196] приведено на рис. 4.19, на котором также представлен суточный ход средней повторяемости f_p (%) случаев наб-

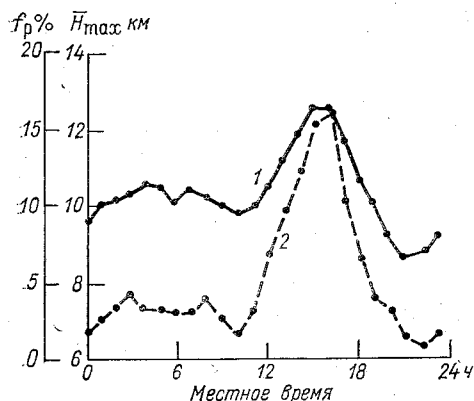


Рис. 4.19. Осредненное за 16 мес (сентябрь 1969 г.—декабрь 1970 г.) изменение максимальной высоты верхней границы РКО $H_{\max}$ (1) и повторяемости f_p (2) гроз в радиусе 200 км от МРЛ в Сингапуре [169].

людения грозы в этом же районе. Из рисунка следует, что в ночные часы изменение максимальной высоты незначительно, в дневные часы (с 11 до 15 ч) наблюдается резкое увеличение $H_{\max}$, а затем с 16 до 21 ч такое же резкое уменьшение $H_{\max}$. Суточная амплитуда достигает 4 км. Максимальная повторяемость гроз по данным МРЛ (см. рис. 4.19) также отмечается в 15—16 ч и составляет 15—17 %. В ночные и утренние часы (до 10—11 ч местного времени) вероятность появления грозы мала и ее ежедневная повторяемость не превышает 2—5 %.

Аналогичные результаты получены для Индии [211]: 57 % случаев наблюдения радиоэха внутримассовых гроз наблюдаются с 12 до 18 ч местного времени, 9 % — с 18 до 24 ч, 4 % — с 0 до 6 ч и 30 % — с 6 до 12 ч.

4.3.4. Сезонный ход радиолокационных характеристик конвективных облаков

Если суточный ход радиолокационных характеристик объясняется суточным ходом температуры воздуха и характером подстилающей поверхности, то сезонные вариации обычно определяются крупномасштабной атмосферной циркуляцией в районе наблюдений. При изучении сезонных вариаций радиолокационные данные позволяют получить количественные характеристики ряда параметров, общие закономерности изменения которых обычно хорошо известны климатологам.

Для описания сезонного хода радиолокационных характеристик были выделены три района: горный (Закавказье, Тбилиси), равнинный (Кишинев) и дальневосточный (г. Дальнереченск), где сказывается влияние внутритропического муссона. В качестве характеристик сезонного хода были выбраны средняя высота радиоэха гроз $\bar{H}$ в радиусе 180 км и количество гроз, наблюдаемых на МРЛ и подтвержденных метеостанциями. В Дальнереченске и Кишиневе были обработаны данные за 1976—1979 гг. и число наблюдаемых гроз в радиусе 180 км составило соответственно 675 и 2874. В Тбилиси рассматривался один грозовой сезон, и число гроз составило 397. Результаты обработки представлены на рис. 4.20 и

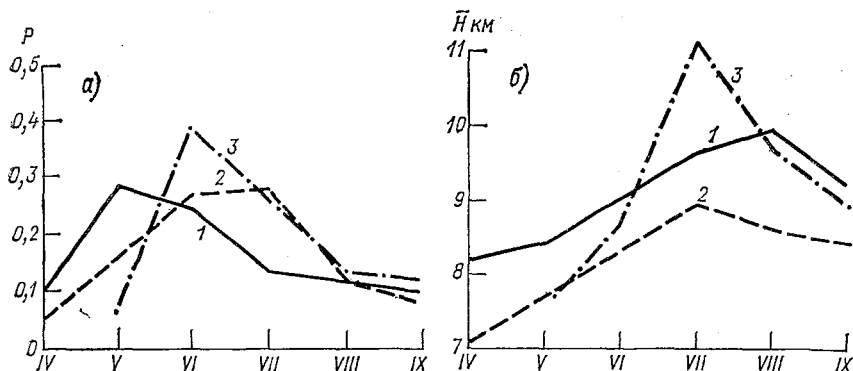


Рис. 4.20. Сезонный ход относительного количества P (а) и средней высоты $\bar{H}$ (б) гроз в радиусе 180 км.

1 — Тбилиси, 2 — Кишинев, 3 — Дальнереченск.

в табл. 4.8. Сезонный ход количества гроз характеризуется нормированной вероятностью f_p наблюдений гроз за месяц. Нормирование проводилось по суммарному количеству гроз за весь грозовой сезон.

В табл. 4.8 собраны данные МРЛС о средней высоте гроз в радиусе 180 км ($\bar{H}$), количестве гроз ($\sum_N$) и данные метеостанций в месте установки МРЛ за сроки наблюдений (среднемесячная температура воздуха $\bar{t}$, суммарное количество осадков за месяц Q , длительность осадков за месяц T и количество гроз l).

Анализ зависимостей, представленных на рис. 4.20, показывает, что для горных и муссонных районов максимум повторяемости гроз (f_p) не совпадает с сезонным ходом средней высоты РКО ($\bar{H}$); в Закавказье максимум f_p приходится на май, а максимум средней высоты $\bar{H}$ — на август, в Приморском крае максимум f_p наблюдается в июне, а максимум $\bar{H}$ — в июле. В районе Кишинева максимум f_p опережает максимум $\bar{H}$ на месяц (июнь и июль соответственно). Однако в этом районе сдвиг не так заметен, как в горных и муссонных районах. Сезонная амплитуда $\bar{H}$ для Кишинева составляет 1,8 км, для Тбилиси — 1,6 км, для Дальнерече-

Радиолокационные характеристики гроз в радиусе 180 км от МРЛС и данные наблюдений на метеостанциях Тбилиси и Дальнереченска

Месяц	Данные МРЛС		Данные метеостанций			
	$\bar{H}$ км	Σ_N	$\bar{T}$ °C	Q мм	T ч	l
<i>Дальнереченск</i>						
Май	7,6	488	12,2	56,5	59	3
Июнь	8,7	263	17,9	132	80	10
Июль	11,1	182	21,1	99,6	46	6
Август	9,7	94	19,6	154,4	89	5
Сентябрь	8,9	88	13,2	96,1	61	3
Среднее за грозовой сезон	9,2	135	16,8			5
<i>Тбилиси</i>						
Апрель	8,2	40	13,1	60,0	96	3
Май	8,4	115	15,6	160,7	148	7
Июнь	9,0	99	19,8	66,0	48	8
Июль	9,6	55	22,8	26,3	13	7
Август	9,9	48	24,8	18,7	6	5
Сентябрь	9,2	40	19,3	53,7	80	5
Среднее за грозовой сезон	9,0	66	19,2			6

ченска — 3,5 км. Сезонная амплитуда f_p составляет для Кишинева 0,22, для Тбилиси 0,18 и для Дальнереченска 0,31. Наиболее высокие грозы отмечаются в районах Кишинева и Дальнереченска в июле, а в Тбилиси — в августе.

Таким образом, анализ сезонного хода позволяет оценить, как местные особенности возникновения гроз влияют на их радиолокационные характеристики и, в частности, на среднюю высоту и количество гроз за месяц. Можно предположить, что, когда большая неустойчивость атмосферы сочетается с большим влагосодержанием, отмечается максимум сезонного хода $\bar{H}$. В то же время наличие лишь одной конвективной неустойчивости обеспечивает сезонный максимум повторяемости числа гроз, но не их максимальных высот.

Анализ табл. 4.8 и рис. 4.20 показывает, что с увеличением приземной среднемесячной температуры воздуха в районе наблюдений возрастает средняя высота радиоэха гроз. Это следует и из рис. 4.21, на котором рассматривается взаимосвязь отклонений от средних значений за грозовой сезон для $\overline{\Delta H} = \bar{H}_{\text{мес}} - \bar{H}_{\text{гр. сез}}$ и $\Delta t = t_{\text{мес}} - \bar{t}_{\text{гр. сез}}$. С ростом Δt увеличивается и $\overline{\Delta H}$ (км). Ход числа радиоэха гроз тоже в целом повторяет ход числа гроз в пункте наблюдений. Эти выводы подтверждаются и в других регионах. Рассмотрим их подробнее.

В табл. 4.9 представлен годовой ход числа случаев обнаружения РКО в период с апреля по декабрь в районах Восточной Кубы и над Карибским морем [139]. Из табл. 4.9 следует, что

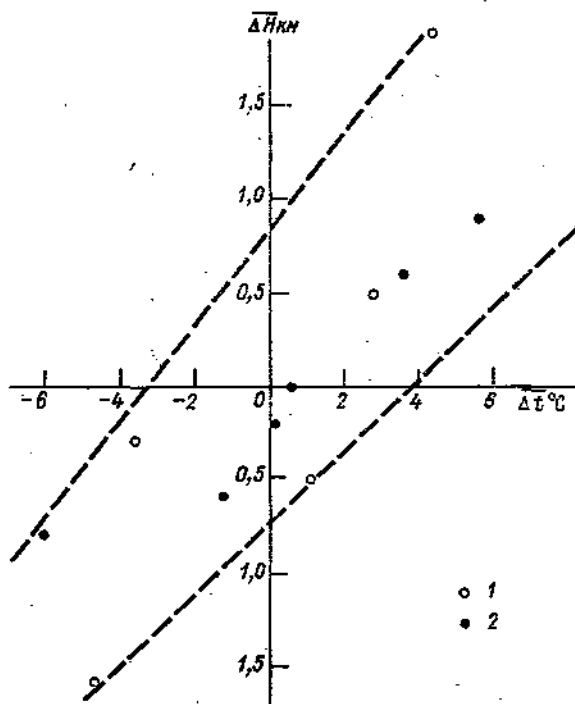


Рис. 4.21. Взаимосвязь между отклонениями ΔN и Δt .

1 — Дальнереченск, 2 — Тбилиси.

РКО над сушей наиболее часто встречается в мае и реже всего в апреле и декабре. Над морем РКО чаще всего фиксировалось в июле и наиболее редко в апреле. В остальные месяцы число случаев обнаружения РКО над морем примерно одно и то же. Наибольшая повторяемость числа сроков наблюдений, когда

Таблица 4.9

Число случаев обнаружения РКО над различными участками земной поверхности в период апрель—декабрь (Куба)

Распределение РКО	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Над морем	32	51	51	69	46	49	58	51	48
Над сушей	7	54	33	40	22	23	24	20	14
Над морем и над сушей	29	35	30	37	52	57	92	72	56

радиоэхо одновременно отмечалось как над морем, так и над сушей, приходится на последние месяцы года (сентябрь—декабрь). Максимум отмечается в октябре.

В табл. 4.10 представлено распределение числа зон РКО по градациям для девяти месяцев. Из табл. 4.10 видно, что диапазон их изменения велик. Наибольшая повторяемость в апреле—июне и декабре приходится на градацию 0... 5. В июле—ноябре происходит заметное увеличение повторяемости градаций 6... 15 и 16... 25 зон РКО. Это указывает на наличие определенного сезонного хода.

Таблица 4.10

Повторяемость (%) различных градаций числа ячеек РКО в срок наблюдения в радиусе 200 км (Куба)

Число ячеек	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0—5	67	49	42	41	24	23	25	35	53
6—15	23	33	33	43	46	44	41	37	40
16—25	7,5	16	18	12,5	24	26	24	22	6
26—35	2,5	1	7	3,5	6	5	8	4	1
36—45	—	1	—	—	—	2	2	3	—

В районе Кубы, как и в других регионах, отдельные ячейки РКО часто объединяются в мезомасштабные полосы и зоны, время существования которых превышает время жизни отдельных ячеек. В табл. 4.11 приводится абсолютное число таких мезомасштабных зон и полос, которые были обнаружены в радиусе 200 км. Из табл. 4.11 следует, что количество мезомасштабных зон РКО, от-

Таблица 4.11

Абсолютное число мезосистем и ячеек радиоэха в радиусе 200 км в период апрель—декабрь 1975 г., отмеченных в синоптические сроки (в числителе), и их повторяемость, % (в знаменателе) для Кубы

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма
Мезосистемы РКО	$\frac{69}{7,3}$	$\frac{137}{14,5}$	$\frac{105}{11,0}$	$\frac{113}{12,0}$	$\frac{135}{14,3}$	$\frac{132}{14,0}$	$\frac{117}{12,4}$	$\frac{95}{10,0}$	$\frac{42}{4,5}$	$\frac{945}{100}$
Ячейки РКО	$\frac{709}{5,5}$	$\frac{1297}{10,5}$	$\frac{1239}{9,7}$	$\frac{1339}{10,4}$	$\frac{1481}{11,5}$	$\frac{1650}{12,9}$	$\frac{2200}{17,1}$	$\frac{1785}{14,5}$	$\frac{1013}{7,9}$	$\frac{12\ 813}{100}$

меченных в августе и сентябре, превосходит число таких же зон в декабре примерно в 3 раза. Горизонтальная протяженность таких мезосистем радиозха изменяется в широких пределах; при этом максимум повторяемости приходится на градацию 50—100 км (45 %). РКО длиной менее 50 км составило 16 %. Лишь 12 % зон и полос РКО характеризовались максимальной протяженностью, равной 150—200 км и более.

Сезонный ход горизонтальных размеров РКО отмечается также и в южной части Индии ($8^{\circ}31'$ с. ш., $76^{\circ}51'$ в. д.). Поперечные размеры основной части конвективных облаков в южной части Индии (75 %) не превышают 10 км. Как и в других районах, отдель-

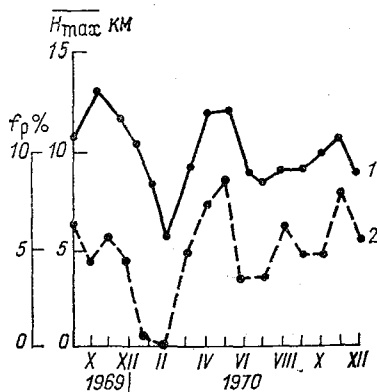


Рис. 4.22. Среднее месячное значение максимальной высоты радиозха $S_b H_{\max}$ в радиусе 220 км (1) и средняя месячная повторяемость f_p случаев грозы в Сингапуре (2) с сентября 1969 г. по декабрь 1970 г.

ные ячейки в Индии часто группируются в полосы или линии. В 35 % случаев встречаются линии РКО длиной 80—120 км.

Сложный сезонный ход $H_{\max}$ в Сингапуре связан с юго-западным муссоном (июнь—сентябрь), северо-восточным муссоном (ноябрь—март) и межмуссонным периодом (октябрь, апрель, май) [196] (рис. 4.22).

Медианное значение высоты $H_{\max}$ радиозха S_b в июле—сентябре для района Венесуэлы [225] близко к 10 км, что на 3 км больше соответствующего значения в районе БССР [83]. Максимальные значения высоты РКО в экваториальной зоне составляли 15—17 км, но их повторяемость не превышает 3 %. Такие мощные S_b отмечались в период с 15 до 19 ч местного времени. Высота верхней границы 15—18 км в районе Сингапура [196] отмечается не столь редко, как в Венесуэле. Наиболее часто такие высоты отмечались в межмуссонный период, а также в последний месяц зимнего муссона (март), последний месяц летнего муссона (сентябрь) и в июле. Отношение повторяемости значений высоты РКО более 15,3 км к повторяемости высоты РКО более 10,5 км находится в пределах 15—18 % [196] (см. главу 7).

КРИТЕРИИ РАСПОЗНАВАНИЯ ЯВЛЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫМИ ОБЛАКАМИ

5.1. Применение техники квадратичного дискриминантного анализа для разработки радиолокационных критериев грозоопасности

5.1.1. Связь радиолокационных характеристик облаков с их турбулентным и электрическим состоянием

Степень турбулентности облаков можно охарактеризовать коэффициентом обмена K ($\text{м}^2/\text{с}$). Сведения о коэффициентах K заимствованы из работ [11, 17, 18, 20, 30], а значения K в грозовых облаках получены по данным о скорости восстановления электрического поля после удара молнии. Значения z , осредненные по всей толще облака (для каждой формы облаков), получены во время летних радиолокационных наблюдений.

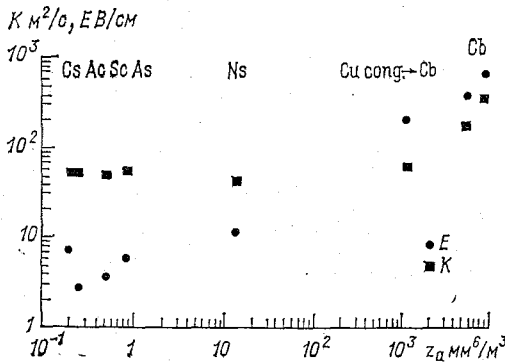


Рис. 5.1. Взаимосвязь между осредненными значениями z , E , K для различных форм облаков.

Для выяснения роли турбулентности в процессе укрупнения облачных частиц представляет интерес прямое сопоставление величин z и K в различных формах облаков. На рис. 5.1 показано корреляционное поле этих величин. Из рисунка следует, что отражаемость облаков Cs, As, Ac, Sc, Ns, в которых процессы турбулентного обмена отсутствуют или недостаточно интенсивны ($K \leq 7 \cdot 10 \text{ м}^2/\text{с}$), тоже невелика ($z_a < 10^2 \text{ мм}^6/\text{м}^3$). Корреляционная связь величин K и z не наблюдается. Это дает основание предполагать, что в случае указанных форм облаков турбулентность играет второстепенную роль в процессе укрупнения частиц, а следовательно, и в увеличении отражаемости по сравнению с другими факторами, такими, как гравитационные и электрические силы.

Для кучевообразных облаков отмечается более четкая статистическая связь z и K : обе величины возрастают одновременно по мере развития облака и перехода его из одной стадии в другую. Поэтому сведения об отражаемости конвективных облаков могут служить в известной мере критерием интенсивности турбулентности.

Различные физические процессы, приводящие к электризации частиц в облаках и разделению зарядов, являются причинами образования электрического поля. Напряженность этого поля E (В/см) и особенно скорость ее изменения $\Delta E/\Delta t$ — весьма важные характеристики электрического состояния облака и его грозоопасности. Так как величина заряда отдельных частиц зависит от тех же факторов, что и отражаемость, представляет интерес вопрос о связи средних значений z и E .

Из рис. 5.1 следует, что для облаков, содержащих мелкие частицы и имеющих однородную фазовую структуру (Cs , Ac , Sc), не характерна большая напряженность электрического поля ($E \leq \leq 10$ В/см), так как в этих облаках механизмы интенсивной электризации частиц и разделения зарядов не действуют. В таких облаках напряженность электрического поля растет за счет уменьшения проводимости воздуха в них. Проводимость падает тем быстрее, чем больше частиц в облаке; это подтверждается различием между средними величинами z и E в облаках Ac , Sc , As . Облака Si , состоящие из ледяных кристаллов, имеют меньшую отражаемость, чем капельно-жидкие Sc и Ac . Однако ледяные частицы в таких облаках более интенсивно, чем капли, уменьшают проводимость воздуха, в результате чего напряженность электрического поля в них больше, чем в Sc и Ac . В облаках Ns и в той части облака As , которая дает осадки, напряженность электрического поля возрастает весьма слабо, поскольку несмотря на то, что в этих облаках действует механизм относительной сильной электризации отдельных частиц, разделения частиц, заряженных разноименно, не происходит. Очевидно, отражаемость в этих облаках возрастает за счет появления частиц осадков.

В кучевообразных облаках с того момента, когда в них начинается интенсивное укрупнение частиц, проявляющееся в увеличении отражаемости, происходит интенсивная электризация отдельных частиц и разделение разноименных зарядов. Электризация в основном происходит в зоне, где существуют и капли, и кристаллы. Эта же зона имеет и наибольшую отражаемость. Таким образом, между электрическим полем в облаке и его отражаемостью существует тесная связь, поскольку электрическое поле и отражаемость увеличиваются с ростом концентрации и размеров частиц. Зависимость между z и E показывает, что напряженность поля достигает значений, необходимых для проявления грозовых процессов, только при достаточно больших величинах отражаемости. Для облаков, переходящих в грозовое состояние, характерно чрезвычайно быстрое нарастание напряженности электрического поля по времени [11]. Не менее быстро растет на этой стадии и

отражаемость. Поэтому для уточнения грозоопасности облака существенно знать не только средние значения этих характеристик, но и скорость их изменения во времени.

Электризация самолета при полетах в облаках происходит за счет его контакта с электрически заряженными частицами облаков и осадков. Величина заряда зависит от водности облаков и их агрегатного состояния [11]. В чисто водяных облаках самолеты заряжаются отрицательно, в чисто ледяных — положительно. При этом в ледяных облаках электризация самолетов происходит интенсивнее, чем в водяных. Так, например, в Сs, состоящих в основном из ледяных кристаллов, заряд, приобретаемый самолетом, велик, несмотря на малую водность и отражаемость таких облаков. Однако сложная зависимость электризации самолета от микроструктуры облаков не позволяет надеяться на получение хорошей корреляции между зарядом самолетов и отражаемостью.

5.1.2. Радиолокационные критерии опасности

Как известно, гроза, град, ливни и ливневой снег («снежные заряды») представляют собой явления, которыми сопровождаются Сb. Определение этих явлений при визуальных наблюдениях производится следующим образом: грозы — по факту молнии и грома; град — по виду выпадающих осадков; ливневой снег — по форме облаков и интенсивности снега.

Определение гроз с помощью пеленгационных устройств осуществляется по наличию и количеству разрядов [26, 41, 48]. МРЛ сантиметрового диапазона обычно не фиксируют разряды, а вероятность обнаружения радиосигнала от молнии ничтожно мала из-за кратковременности ее существования и узкой диаграммы направленности антенны. Факт выпадения осадков фиксируется по наличию радиоэха у Земли, однако это возможно лишь в радиусе 90—100 км под углами возвышения антенны, близкими к 0° [23]. К тому же с помощью МРЛ не всегда можно получить однозначную характеристику вида осадков (твердые или жидкие). Поэтому радиометеорологическая классификация явлений, связанных с Сb, несколько отличается от общеизвестной метеорологической классификации. Явления, связанные с Сb, разделяют на три группы: I — градоопасные Сb и грозовые облака с градом; II — грозоопасные облака и ливневой дождь с грозой; III — негрозоопасные конвективные облака и негрозовые ливни.

К I группе относятся кучево-дождевые облака, сопровождающиеся грозовыми разрядами и в большинстве случаев выпадением града. Однако из облаков этой группы град может и не выпадать, т. е. облако может находиться в градоносном состоянии. Ко II группе относятся облака Сb, сопровождающиеся ливневым дождем с грозовыми разрядами, а также облака Сb, образование которых связано с большой скоростью восходящих потоков, интенсивной турбулентностью и высокой напряженностью электрического поля. Это так называемая предгрозовая стадия, которая ви-

зуально фиксируется как Сб без явлений. К III группе относятся облака Си *cong.*—Сб, которые за время их жизни не переходят в грозовые облака. Из них в процессе развития может выпадать ливневой дождь различной интенсивности и продолжительности.

Необходимость получения прямых характеристик степени опасности явлений с помощью МРЛ заставляет использовать в качестве критерия распознавания косвенные признаки, основанные на различных физико-статистических закономерностях, установленных для определенных физико-географических условий, конкретных МРЛ и методик наблюдения путем статистической обработки и анализа данных. На существование ряда таких радиолокационных признаков указывалось в исследованиях отечественных и зарубежных авторов [3, 6, 18, 24, 27, 30, 31, 56, 90, 111, 132—134, 170, 191].

Определение грозовой активности конвективных облаков по радиолокационным наблюдениям в сантиметровом диапазоне радиоволн основано на неоднократно проверенном экспериментальном факте: наиболее высокие конвективные облака, которые дают интенсивные осадки, имеют и максимальную молниевую активность [90, 92]. Область наибольшей электрической активности в Сб находится в непосредственной близости (3—5 км) от зоны восходящего потока [184, 218]. Выявление таких областей в Сб с помощью МРЛ очень важно при приближении Сб к аэропорту.

Из практики известно, что вероятность поражения самолета молнией больше между облаками, чем под облаками или над ними. По данным работы [178], 78 % всех зарегистрированных поражений молнией самолета приходится на область нулевой изотермы (3—7 км), где отмечается и наибольшая турбулентность в облаках. Таким образом, для отдельного одноячейкового грозового Сб, приближающегося к аэропорту, можно предложить схему выделения зон молниевой активности по данным МРЛ. Она сводится к следующему:

определяется скорость и направление перемещения радиоэха Сб;

выделяется передняя правая часть радиоэха Сб — предполагаемая зона восходящего потока;

определяется зона максимальной отражаемости $z_{\max}$ в области выпадающих осадков.

В результате определяется зона наибольшей молниевой активности, которая будет находиться в слое от нулевой изотермы до высоты 6—7 км, ограниченная областью, на внешнем контуре которой $z = 10^{-2} z_{\max}$ [26], или $I > 3$ мм/ч на высоте 7 км [218] вблизи от передней правой части радиоэха Сб.

При многоячейстой структуре Сб необходимо учитывать, что грозовая активность может возрастать при взаимодействии между отдельными Сб. По этой причине и другим, о которых будет сообщено далее, при анализе поля РКО выявляется наиболее опасное явление над площадью заданных размеров [23], а не зона молниевой активности в Сб.

Используемый в практике сети МРЛ критерий грозоопасности $Y = H \lg z_3$ позволяет распознать грозу в квадрате 30×30 км с использованием максимальной высоты радиозоха H и отражаемости $\lg z_3$ в слое h_3 , на 2—2,5 км превышающем уровень нулевой изотермы.

Хорошо известно, что важнейшим моментом в развитии конвективного облака в средних широтах является начало оледенения его вершины, с которым тесно связан процесс интенсивного разделения электрических зарядов и превращение облака в кучево-дождевое с последующим образованием ливней и гроз.

Экспериментальные данные Байеса и Брейама [182] указывают, что температура на уровне вершин радиозоха гроз должна быть ниже -20°C . В методике прогноза гроз, предложенной Н. В. Лебедевой [18, 30], за одно из основных условий возникновения грозы принимается достижение вершинами облаков уровня, на котором температура составляет $-20 \dots -25^\circ\text{C}$. Таким образом, можно считать первым необходимым условием выделения грозы по радиолокационным данным превышение верхней границей радиозоха конвективных облаков уровня изотермы -22°C , т. е. $H \geq H_{-22^\circ\text{C}}$.

В конвективных облаках восходящие потоки в основном управляют и количеством осадков [91]. Тесная связь отражаемости облака с его микрофизикой, скоростью восходящих потоков и интенсивностью выпадающих осадков позволяет применить минимальное значение $\lg z_3$ в грозах ($\lg z_{3 \min}$) в качестве второго необходимого критерия грозового состояния. Многочисленные исследования [7, 13, 14, 20] показали, что зависимость между отражаемостью и интенсивностью осадков будет заметно различаться для районов с разной орографией и для разных воздушных масс.

В слое h_3 отмечается наибольший рост облачных частиц, который является косвенным индикатором разделения зарядов в Сб. Выбор для расчета критерия Y величины $\lg z_3$ обеспечивает некоторую заблаговременность информации МРЛ о грозах по сравнению с данными метеостанций, поскольку начало грозы обычно совпадает с началом выпадения осадков. (В этой главе отражаемость дана в $\lg z_a$ (1.19), индекс «а» ниже будет опущен.)

Объяснение указанному факту следует искать в особенностях радиолокационной структуры Сб. К концу стадии роста Сб величины H и $\lg z(h)$ достигают своих максимальных значений, и в течение некоторого промежутка времени в слое h_3 может существовать максимум в вертикальном профиле $z_{\max}(h)$ (см. главу 4).

Как было выяснено в работах [3, 6, 24, 25, 92], устойчивый максимум отражаемости в слое выше нулевой изотермы на $\lambda = 3$ см может являться следствием ряда причин:

а) скопления частиц осадков в конвективных ячейках, которые лишь через некоторый промежуток времени становятся грозовыми;

б) ослабления радиоволн в избыточной жидкости на высотах, лежащих над нулевой изотермой;

в) ослабления радиоволн на малых высотах в устойчивом экранирующем ливне;

г) образования пористого града в наклонном восходящем потоке, насыщенном облачной влагой, с последующим выбросом этих частиц в гораздо более сухую область, в которой при опускании градин до нулевой изотермы их оболочка замерзает. Эффективная площадь рассеяния η и отражаемость z падающих градин, по мере того как их поверхностные слои замерзают, уменьшается, приближаясь к значениям η и z для чистого льда.

Начало грозы обычно связывают с началом выпадения осадков. Однако МРЛ по критерию Y уже в стадии роста распознает грозовое состояние [120]. Надо учесть, что само время стадии роста для отдельных Сб может изменяться в широких пределах и зависит в общем случае от интенсивности процессов конвекции в районе наблюдения. Поэтому можно предположить, что чем интенсивней и стремительней развивается конвективный процесс на наблюдаемой территории, тем меньше будет опережение определения грозы по данным МРЛ.

Кучево-дождевые облака в первой стадии развития опасны для полетов самолетов, поскольку попадание самолета в такое облако может вызвать разряд и спровоцировать начало грозы [11]. Поэтому опережение визуальных данных о грозах безусловно положительное качество данных МРЛ при метеообеспечении авиации.

В настоящее время на сети МРЛ гроза фиксируется, когда $Y > Y_{кр} = H_{-22^\circ\text{C}} \lg z_{3 \min} \zeta$, где $\lg z_{3 \min} \zeta$ — минимальное значение $\lg z_3$ в грозах, а $H_{-22^\circ\text{C}}$ — высота изотермы -22°C . При этом предполагается [92], что для гроз различной интенсивности выполняются следующие соотношения: для гроз с вероятностью распознавания $B_p = 90\%$ $Y > Y_{кр} + 14$, обозначение $\bar{K}$; для гроз с $B_p = 70 \dots 80\%$ $Y > Y_{кр} + 6$, обозначение $\bar{K}$; для гроз с $B_p = 70\%$ $Y > Y_{кр}$, обозначение $(\bar{K})$.

Проверка правильности разделения радиоэха гроз и ливней производится по данным метеостанций, расположенных в пределах 30 км от зоны максимальной отражаемости в грозе, за сроки, отличающиеся от момента наблюдения радиоэха не более, чем на 1 ч. Несмотря на такой сравнительно большой период сопоставления, для 65—78 % гроз их начало по данным метеостанций и МРЛ различается не более, чем на 10 мин. В среднем же для всех гроз операторы МРЛ определяют грозу на 10—15 мин раньше наблюдателей метеостанции, что особенно полезно при метеообеспечении полетов. При этих условиях сопоставления вероятность совпадения радиолокационной и наземной информации о грозах в радиусе 150 км от МРЛ составляла 82—85 %, а в радиусе 30 км — 90—95 %.

С увеличением значения Y растет среднее число разрядов облако—Земля $\bar{N}_Z$, зафиксированных с помощью грозопеленгатора-дальномера с заданным порогом и приведенных к единице площади радиоэха гроз для ячейки 30×30 км и интервалу

сопоставления 30 мин [48]. При $Y \leq 15 \bar{n}_\Sigma = 3,5 \dots 3,9$, а при $Y > 15 \bar{n}_\Sigma = 6,7 \dots 7,4$.

Определение грозовой активности C_b на площади размером 30×30 км имеет еще одно достоинство. Оно позволяет оценивать наличие турбулентности, опасной для полетов воздушных судов. Частота пульсаций и интенсивность турбулентности прямо связаны с увеличением $z_{\max} C_b$. Сильная турбулентность, при которой скорость порывов ветра превышает 10 м/с, отмечается обычно в тех C_b , для которых $z_{\max} \geq 46 \text{ дБз}$ [172]. В пределах 36 км от центральной оси многоячейистой грозы на всех высотах встречается умеренная и сильная турбулентность. В грозовом C_b с накопальными (см. рис. 4.1а) сильная турбулентность отмечается на расстоянии до 36 км от центра грозы в направлении вектора ветра. Сильную турбулентность следует ожидать на расстоянии до 36 км от края радиоэха интенсивной грозы. При нечетких внешних границах радиоэха грозового C_b это расстояние уменьшается до 18 км [172]. Линейные размеры молний могут достигать десятков километров, особенно при межоблачных разрядах.

Однако критерий грозоопасности Y имеет общий для всех критериев, основанных на косвенных признаках, недостаток: сравнительно высокий уровень «ложных тревог» и оправдываемость менее 100 %.

Ежедневное корректирование Y по $H_{-22}^\circ\text{C}$ [91] особенно эффективно в случае возникновения гроз при резких похолоданиях в районе наблюдений. В [92, 98] разработаны рекомендации, которые позволяют сделать следующее: уменьшить при интерпретации радиолокационную информацию о количестве гроз ($\bar{K}$) и ($\bar{K}$) по сравнению с информацией о количестве гроз $\bar{K}$; применять совместно критерий Y и критерий, основанный на методе квадратичного дискриминантного анализа; увеличить достоверность распознавания гроз с невысокой электрической активностью («слабых» гроз). Рекомендации разработаны на основе численного эксперимента.

В качестве исходного материала для численного эксперимента, как и в работе [94], были выбраны 8673 случая радиоэха гроз и 2333 случая радиоэха ливней, полученных в разных физико-географических условиях. Повторяемость используемых на сети грададий гроз и ливней по величине $Y_{\text{кр}}$ [92] приведена в табл. 5.1, 5.2 и на рис. 5.2. При анализе первичных данных в табл. 5.1 по соотношению повторяемости гроз и ливней можно выделить следующие зоны: I — 90 % ливней, 10 % гроз; II — 70 % ливней, 30 % гроз; III — 50 % ливней, 50 % гроз; IV — 30 % ливней, 70 % гроз; V — 10 % ливней, 90 % гроз. Границам каждой зоны можно поставить в соответствие осредненную величину $Y = H \lg z_3$. В результате получим следующие значения Y :

Зона	I	II	III	IV	V
Y	<9	9—10	10—12	12—13	>13

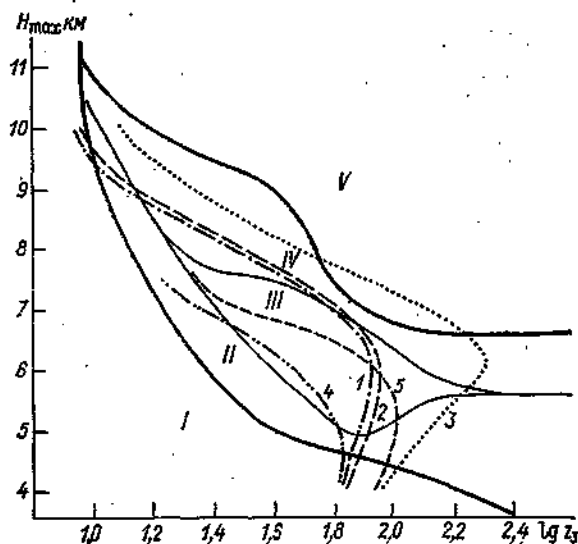


Рис. 5.2. Соотношение гроз и ливней в пространстве параметров $H_{\max}$, $\lg z_3$ по зонам I—V (сплошные линии — границы зон); зависимость квадратичной дискриминантной функции $u(H_{\max}, \lg z_3, H_{-22}^{\circ}\text{C})$ единой обучающей выборки от $H_{-22}^{\circ}\text{C}$.

1) $H_{-22}^{\circ}\text{C} = 6,6$ км; 2) 6 км; 3) 5 км; 4) 5,2 км; 5) 5,5 км.

Таблица 5.1

Характеристики повторяемости (%) гроз ($\mathbb{E}$) и ливней (∇) для различных зон

Характеристика	Номер зоны				
	I	II	III	IV	V
$A = n_{\mathbb{E}} / N_{\mathbb{E}}$	5,3	4,7	2,3	13,0	74,7
$B = n_{\nabla} / N_{\nabla}$	81,2	10,5	1,7	3,5	3,1
$B = \frac{n_{\mathbb{E}} + n_{\nabla}}{N_{\mathbb{E}} + N_{\nabla}}$	21,4	6,0	2,2	11,0	59,4
$\Gamma = A/B$	0,065	0,45	1,4	3,7	24,1

Примечание. n_{∇} , $n_{\mathbb{E}}$ — число ливней и гроз в зоне, N_{∇} , $N_{\mathbb{E}}$ — число ливней и гроз в общей выборке.

Повторяемость (%) гроз и ливней при различных значениях $\lg z_{\min} \text{ км}$

$\lg z_{\min} \text{ км}$	∇			(К)			(К)		К	
	$Y < Y_{\text{кр}}$			$Y_{\text{кр}} \leq Y < Y_{\text{кр}} + 6$			$Y_{\text{кр}} + 6 \leq Y < Y_{\text{кр}} + 14$		$Y \geq Y_{\text{кр}} + 14$	
	Грозы	Ливни	G %	Грозы	Ливни	G %	Грозы	Ливни	Грозы	Ливни
1,0	0,9	59	20,95	17,6	34,7	12,4	40,2	4,1	41,2	2,3
1,5	3,9	86,4	8,8	33,1	9,5	20,6	32,8	2,8	30,2	1,3

Примечание. G — суммарная ошибка.

Зонам неопределенности II—IV ($9 < Y < 13$) соответствуют 20 % гроз и 15,7 % ливней от общего количества. В оперативной практике грозы К отмечаются в 41—43 % случаев, (К) — в 31,5—33 %, а (К) — в 8—12 % случаев.

Увеличение $\lg z_{\min} \text{ км}$ от 1,0 до 1,5 при неизменности структуры принятия решения о грозах (табл. 5.2) приводит как к увеличению количества гроз в градации (К) до 33,1 % вместо 17,6 %, так и к увеличению на 3 % гроз, отнесенных к ливням. Возрастает при этом суммарная ошибка распознавания ливней и (К) и уменьшается ошибка распознавания ливней и гроз вообще. Увеличение $\lg z_{\min} \text{ км}$ до 1,5 при ослаблении радиоволн в осадках ближней зоны МРЛ, когда значение $\lg z_{\min}$ будет меньше фактического, приводит к неправильной интерпретации радиоэха.

Таким образом, анализ данных табл. 5.1 и 5.2 позволяет считать ливнями все случаи наблюдений РКО с $Y \leq 9$, а грозами К все случаи радиоэха с $Y > 13$. В эти случаи войдет 81,2 % ливней и 74,7 % гроз. Для каждой отдельной МРЛ граничные значения Y могут изменяться не более, чем на ± 2 . Такой подход уменьшает зону принятия неоднозначных решений и увеличивает надежность распознавания гроз. Одним из недостатков принятой схемы расчета Y является неопределенность величины $\lg z_{\min} \text{ км}$, которая имеет сезонные и суточные вариации в каждом отдельном пункте наблюдений.

5.1.3. Критерий распознавания гроз на основе дискриминантного анализа

Проанализированные недостатки критерия Y можно устранить при использовании техники квадратичного дискриминантного анализа [94—96, 98], который, кроме выделения грозовых зон, предусматривает возможность применения дискриминантной функции, полученной на основе данных одного какого-либо МРЛ, для распознавания гроз и ливней в других физико-географических районах и контроля радиолокационной информации конкретного МРЛ. Максимальная суммарная ошибка распознавания в предположе-

нии, что классы явлений равновероятны, составляет 12,6 %. При этом вероятность распознавания отдельных классов колеблется в следующих пределах: 1,2—14,8 % для гроз и 5,9—34 % для ливней [95, 96].

Суть метода квадратичного дискриминантного анализа на статистических главных компонентах — наиболее разработанного с теоретической точки зрения метода распознавания образов — состоит в следующем. Предполагается, что каждый из двух рассматриваемых классов — класс грозовых и класс ливневых радиоэхо — в пространстве признаков характеризуется многомерным нормальным распределением $F(x/\omega_i) = N(\mu_i, \Sigma_i)$, $i=1, 2$, $x=(x_1, x_2, \dots, x_5)'$, причем векторы средних и ковариационные матрицы классов, вообще говоря, различны. Построение критерия распознавания в этом случае сводится к проведению в пространстве признаков разделяющей (дискриминантной) поверхности, уравнение которой имеет вид

$$u(x) = (x - \mu_2)' \sum_2^{-1} (x - \mu_2) - (x - \mu_1)' \sum_1^{-1} (x - \mu_1), \quad (5.1)$$

и последующему сравнению вычисленного для данного x значения $u(x)$ с порогом, значения которого зависят от соотношения стоимостей ошибок распознавания первого и второго рода и априорных вероятностей классов.

Поскольку среди первичных характеристик радиоэха могут быть несущественные для распознавания или существенные, но по-разному проявляющие себя в различных физико-географических условиях, то дискриминантную функцию (5.1) целесообразно выразить через статистические главные компоненты распределений $F(x/\omega_i)$. Для этого необходимо произвести преобразование координат пространства признаков по формуле

$$y = C' (x - \mu_1). \quad (5.2)$$

Столбцами преобразующей матрицы C служат собственные векторы $C_j = (C_{j1}, C_{j2}, \dots, C_{j5})'$, где $j=1, 2, \dots, 5$, пучка квадратичных форм $\sum_2 - \lambda \sum_1$:

$$\sum_2 C_j = \lambda \sum_1 C_j. \quad (5.3)$$

После преобразования получаем

$$u(y) = \sum_{j=1}^5 \left| \left(1 - \frac{1}{\lambda_j} \right) \left(y_j + \frac{m_j}{\lambda_j - 1} \right)^2 - \left(\frac{m_j^2}{\lambda_j - 1} + \ln \lambda_j \right) \right|, \quad (5.4)$$

где $m = C' (\mu_2 - \mu_1)$.

Достоинство дискриминантной функции (5.4) состоит в том, что вторичные признаки y_j входят в нее аддитивно, и, следовательно, значимость каждого из них для распознавания не зависит от того, в совокупности с какими другими вторичными

признаками он используется. Более строго можно показать, что ошибка распознавания P_e лежит в следующих пределах:

$$\frac{1}{2} \exp \{-B\} \geq P_e \geq \frac{1}{2} (1 - \sqrt{1 - \exp \{-2B\}}), \quad (5.5)$$

или

$$\frac{1}{2} \geq P_e \geq \left(1 - \sqrt{1 - \exp \left\{-\frac{1}{2} I^*\right\}}\right), \quad (5.6)$$

где B — так называемое расстояние Бхаттачария:

$$B = \sum_{j=1}^5 \frac{1}{4} \left[\frac{m_j^2}{1 + \lambda_j} + \ln \left(2 + \lambda_j + \frac{1}{\lambda_j}\right) - \ln 4 \right] \quad (5.7)$$

а I^* — дивергенция Кульбака:

$$I^* = \sum_{j=1}^5 \frac{1}{2} \left[m_j^2 \left(1 + \frac{1}{\lambda_j}\right) + \left(\lambda_j + \frac{1}{\lambda_j} - 2\right) \right]. \quad (5.8)$$

Поскольку обе эти меры ошибки распознавания, как это видно из (5.7) и (5.8), аддитивны относительно статистических главных компонент, то

$$B(\xi^*, \eta^*) = B(\xi^*) + B(\eta^*), \quad (5.9)$$

$$I^*(\xi^*, \eta^*) = I^*(\xi^*) + I^*(\eta^*), \quad (5.10)$$

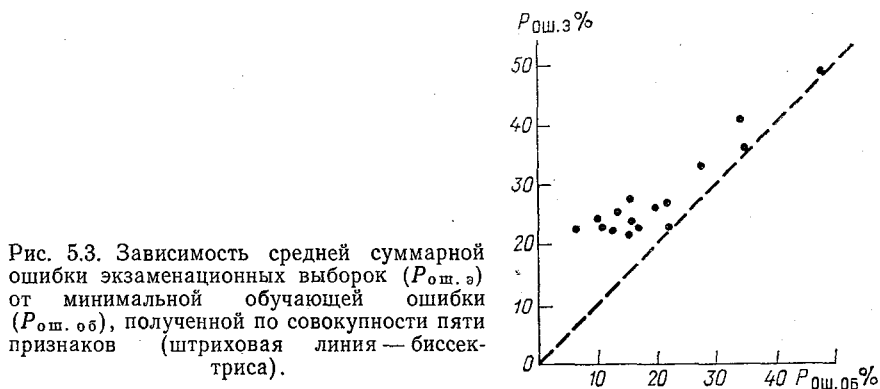
где ξ^* , η^* — два различных вторичных признака (или две различные группы таких признаков). Таким образом, ранжировка главных компонент по величинам B и I^* позволяет упорядочить их по важности для распознавания.

При практическом использовании техники квадратичного дискриминантного анализа на статистических главных компонентах для распознавания радиозах грозовых и ливневых Сб важным обстоятельством является отсутствие точных сведений о средних и ковариационных матрицах классов (в случае применения гипотезы нормальности). Эти величины приходится оценивать по выборкам. При этом оказывается, что значения расстояния Бхаттачария и дивергенции Кульбака, оцениваемые по (5.7) и (5.8), куда подставлены выборочные оценки вектора средних m и собственных чисел λ , систематически завышаются. Завышение это, как можно показать, используя разложение (5.7) и (5.8) в ряд Тейлора относительно истинных значений m и λ , обратно пропорционально объему обучающей выборки и прямо пропорционально числу используемых главных компонент. Помимо систематических ошибок вследствие завышения, имеются также случайные ошибки оценки. Средние квадратические отклонения их также пропорциональны числу признаков и обратно пропорциональны объему обучающей выборки.

С целью выяснения, насколько применима дискриминантная функция, полученная при обучении на данных одной какой-то

МРЛ за один сезон, для распознавания данных других МРЛ и для других сезонов, было сформировано 15 обучающих выборок по числу «сезоностанций». Для каждой из этих выборок построена дискриминантная функция, которая испытывалась на данных остальных. Построенные по каждой из обучающих выборок дискриминантные функции обеспечивают на независимых данных других МРЛ ошибки распознавания грозового и ливневого радиоэха, которые в среднем не намного превышают соответствующие ошибки на данных обучающей выборки (рис. 5.3).

Полученные результаты убедительно свидетельствуют о допустимости распространения результатов обучения распознавания



грозового и ливневого радиоэха в одном географическом районе на другие географические районы. Другим выводом, следующим из проведенных испытаний, является возможность использования разработанного метода распознавания грозового и ливневого радиоэха для контроля правильности функционирования радиолокационных станций.

Для построения единой дискриминантной функции были использованы характеристики 8673 грозовых и 2333 ливневых радиоэха. В табл. 5.3 приведены оцененные по этой выборке векторы средних и ковариационно-корреляционные матрицы классов грозовых и ливневых радиолокационных отражений. Из данных табл. 5.3 следует, что между значениями первичных признаков: максимальной высотой радиоэха (H_{max}); логарифмом отражаемости ($\lg z_3$) на уровне, превышающем нулевую изотерму на 2—2,5 км; величиной $y = H_{\text{max}} \lg z_3$; высотой изотермы -22°C (H_t), полученной по данным ближайшего радиозонда; величиной $\Delta H = H_{\text{max}} - H_t$, существуют в большинстве случаев значительные корреляционные связи, затрудняющие оценку информативности этих признаков для распознавания. Оправданным поэтому является переход к статистическим главным компонентам гауссовских аппроксимаций распределений вероятности этих признаков по классам.

Таблица 5.3

Средние значения первичных признаков, ковариационные (полужирные цифры) и корреляционные матрицы для классов грозовых и ливневых радиозо

Признак	Явление	Среднее	Признак				
			$H_{\max}$	$\lg z_3$	Y	H_t	ΔH
$H_{\max}$	Гроза	9,0	3,28	0,20	9,22	0,24	3,03
	Ливень	6,8	2,93	0,24	3,04	0,35	2,57
$\lg z_3$	Гроза	2,2	0,15	0,56	5,67	0,03	0,23
	Ливень	0,6	0,15	0,84	5,65	0,01	0,23
Y	Гроза	20,1	0,59	0,87	75,46	0,29	8,92
	Ливень	4,4	0,27	0,95	42,48	0,32	2,73
H_t	Гроза	6,4	0,24	-0,06	0,06	0,32	-0,07
	Ливень	6,2	0,32	0,02	0,08	0,43	-0,07
ΔH	Гроза	2,6	0,95	0,17	0,58	-0,07	3,10
	Ливень	0,6	0,90	0,15	0,25	-0,07	2,65

Таблица 5.4

Матрица преобразования (a_{ij}) первичных признаков (x_i) к главным компонентам (C_i) (строки матрицы упорядочены по информативности компонентов, оцененной значением расстояния Бхаттачария)

C_i	x_i				
	$H_{\max}$	$\lg z_3$	Y	H_t	ΔH
C_1	5,041	6,664	-0,684	-3,350	-3,423
C_2	-0,076	-1,234	0,196	-0,001	0,075
C_3	-36,510	0,834	-0,084	36,650	36,740
C_4	0,148	-0,559	-0,067	0,272	0,347
C_5	-0,618	-0,242	0,038	2,258	0,419

Таблица 5.5

Средние значения и дисперсии (собственные числа) главных компонент (C_i) в классе ливней, упорядоченные по значениям расстояния Бхаттачария

C_i	Расстояние Бхаттачария	Среднее	Дисперсия
C_1	0,894	-3,481	12,00
C_2	0,774	-1,093	0,173
C_3	0,710	-0,294	14,96
C_4	0,434	0,870	1,233
C_5	0,352	-0,096	1,316

Матрица преобразования первичных признаков к главным компонентам

$$C_i = \sum_{j=1}^5 a_{ij}x_j \quad (5.11)$$

представлена в табл. 5.4, а необходимые для вычисления дискриминантной функции вектор средних значений главных компонент и вектор их собственных чисел для класса ливней даны в табл. 5.5. Результаты распознавания для этой же (зависимой) выборки приведены в табл. 5.6. Из табл. 5.6 видно, что минимальное число не-

Таблица 5.6

Ошибки распознавания (%) грозового и ливневого радиоэха в среднем для семи радиолокационных станций за летние сезоны 1973—1976 гг.

C_i	Распознавание по каждой компоненте отдельно		Распознавание по первым компонентам	
	Грозы	Ливни	Грозы	Ливни
C_1	5,9	27,2	5,9	27,2
C_2	35,9	5,5	13,6	14,8
C_3	1,0	89,0	5,0	27,0
C_4	28,9	40,4	3,9	21,3
C_5	23,7	69,3	4,2	22,2

распознанных гроз (3,9 %) достигается при использовании четырех главных компонент, а минимальное число ложных гроз (14,8 %) — при учете двух главных компонент. Однако минимизация суммарной ошибки, вычисляемой в предположении, что классы равновероятны, требует использования четырех главных компонент. Суммарная ошибка составляет при этом $12,6\% = 0,5(3,9 + 21,3)\%$. Эти цифры почти не отличаются от полученных в работе [94], что может служить доказательством их надежности. Надо отметить, что при распознавании с помощью полученной общей дискриминантной функции данных отдельных МРЛ за сезон, входящих в обучающую выборку, получаются заметные различия в ошибках первого и второго рода. Так, нераспознанные грозы составляют 1,2—14,79 %, а ложные — 5,9—34,0 %. Однако суммарная ошибка колеблется в меньших пределах (от 7,5 до 20,8 %). При этом оптимальное число главных компонент составляет: 2 для пяти сезоностанций, 3 для одной, 4 для четырех и 5 для одной сезоностанций, т. е. в подавляющем большинстве случаев достаточно четырех главных компонент.

Из рис. 5.4, где в качестве обучающей выборки взяты данные одного МРЛ, полученные за три разных года, видно, во-первых, что наибольшая повторяемость главных компонент у экзаменационных МРЛ десяти других городов та же, что и у обучающих; во-вторых, что данные одного и того же МРЛ за разные годы могут

отличаться очень существенно. Последнее можно объяснить либо изменчивостью погодных условий в течение рассматриваемых лет, либо дрейфом технических параметров МРЛ.

Для практического применения рекомендаций [95, 98] упростим выражение для квадратичной дискриминантной функции $u(x)$. В результате получим простую зависимость $u(x)$ от трех переменных $H_{\max}$, $\lg z_3$ и $H_{-22}^{\circ}\text{C}$. Задавая $H_{-22}^{\circ}\text{C}$ как параметр, можно построить семейство кривых $u(H_{\max}, \lg z_3, H_{-22}^{\circ}\text{C}) = 0$

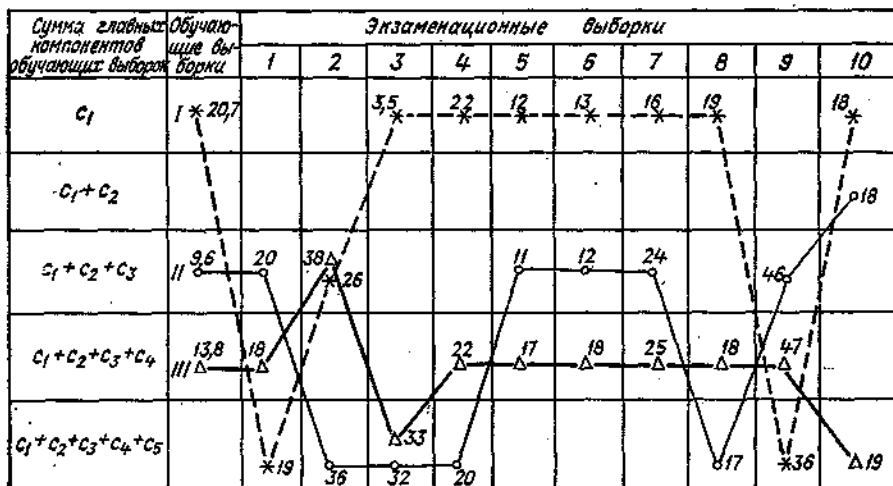


Рис. 5.4. Изменение минимальной суммарной ошибки распознавания (%) экзаменационных выборок для данных десяти МРЛ в зависимости от минимальной ошибки распознавания обучающих выборок I—III МРЛ, в качестве которых выбраны данные наблюдений одного МРЛ за три различных года.

в плоскости $H, \lg z_3$ (рис. 5.2 и 5.5). При $u > 0$ фиксируются грозы, при $u < 0$ — ливни.

Аналитическое выражение для единой обучающей выборки [98] будет иметь следующий вид:

$$\begin{aligned}
 u(H_{\max}, \lg z_3, H_{-22}^{\circ}\text{C}) = & 2,5025H_{\max}^2 - 34,1316 \lg z_3^2 - \\
 & - 0,2514H_{\max}^2 \lg z_3^2 + 2,0760H_{\max}^2 \lg z_3 + 6,1522H_{\max} \lg z_3^2 - \\
 & - 0,7935H_{-22}^{\circ}\text{C} + 2[23,8467H_{\max} + 96,8847 \lg z_3 - \\
 & - 19,6422H_{\max} \lg z_3 + 5,3885H_{-22}^{\circ}\text{C} + 0,0058H_{\max}H_{-22}^{\circ}\text{C} + \\
 & + 0,2094 \lg z_3H_{-22}^{\circ}\text{C} - 0,0566H_{\max} \lg z_3H_{-22}^{\circ}\text{C} - 134,8041]. \quad (5.12)
 \end{aligned}$$

Для единой обучающей выборки с ростом $H_{-22}^{\circ}\text{C}$ от 5 до 6 км суммарная ошибка распознавания уменьшается от 15 до 12,6 % и остается практически неизменной при дальнейшем увеличении $H_{-22}^{\circ}\text{C}$ до 7 км (см. рис. 5.2). При уменьшении $H_{-22}^{\circ}\text{C}$ от 6 до 5 км

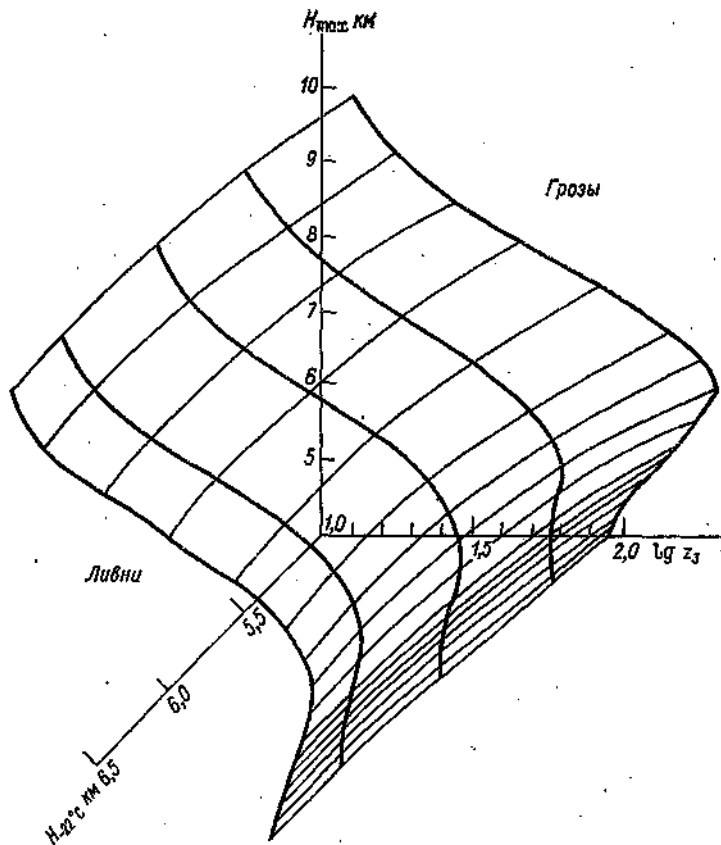


Рис. 5.5. Квадратичная дискриминантная функция $u(H_{\max}, \lg z_3, H_{22}^*c) = 0$.

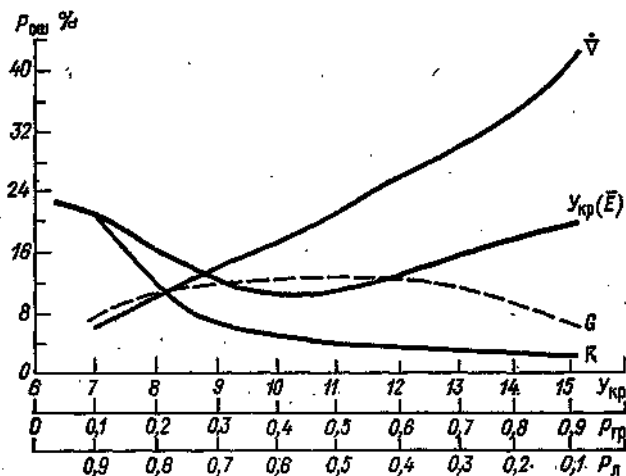


Рис. 5.6. Зависимости средних ошибок распознавания $P_{ош}$ (%) гроз (K), ливней (V) и суммарной ошибки распознавания для критерия грозоопасности $Y_{кр}(E)$ и единой обучающей выборки (G) от априорной вероятности появления гроз $P_{гр}$ и ливней $P_{л}$.

возрастает значение величины $\lg z_3$, необходимое для образования гроз с $H_{\max} < 7$ км.

Применение критерия Y дает суммарную ошибку распознавания от 10 до 35 %; ее минимум достигается при $Y=10$ (рис. 5.6); при этом ошибки распознавания отдельных классов колеблются в пределах от 0 до 80 %. Суммарная ошибка распознавания дискриминантной функции $G(u)$ не превышает 12,6 % для любой вероятности появления гроз и ливней (см. рис. 5.6), а ошибка распознавания отдельного класса увеличивается с уменьшением вероятности появления данного класса.

5.1.4. Критерий для распознавания «слабых» гроз

Для оценки возможности применения техники квадратичного дискриминантного анализа для распознавания «слабых» гроз была сформирована обучающая выборка, включавшая характеристики 636 гроз и 236 ливней, которые наблюдались при $H_{-22}^{\circ}\text{C} \leq 5,5$ км. Обработка и анализ данных проводились по методике, приведенной в работе [95].

В табл. 5.7 приведены оцененные по этой выборке векторы средних и ковариационно-корреляционные матрицы классов радиоэха гроз и ливней. В качестве контрольного материала были использованы 2031 случай радиоэха гроз и 1662 случая радиоэха ливней за 1975—1977 гг., для которых $H \leq 5,5$ км. Результаты распознавания для этой же (зависимой) выборки и контрольного (независимого) материала обнаруживают, что минимальное число нераспознанных гроз (3,6 %) и ложных гроз (19,6 %) достигается при использовании всех пяти главных компонент. Суммарная же ошибка вычисления в предположении, что классы равновероятны, равна 11,6 %. Суммарная ошибка распознавания на независимом

Таблица 5.7

Средние значения первичных признаков, ковариационные (полужирные цифры) и корреляционные матрицы для классов радиоэха гроз и ливней для «слабых» гроз

Признак	Явление	Среднее	Признак				
			$H_{\max}$	$\lg z_3$	Y	$H_{-22}^{\circ}\text{C}$	ΔH
$H_{\max}$	$\nless$	7,86	2,98	0,35	9,80	0,08	2,90
	$\nless$	5,71	2,32	0,35	3,24	0,14	2,18
$\lg z_3$	$\nless$	2,31	0,28	0,53	5,08	0,001	0,34
	$\nless$	0,61	0,24	0,94	5,45	—0,05	0,40
Y	$\nless$	18,56	0,70	0,86	65,57	0,20	9,60
	$\nless$	3,84	0,35	0,94	35,93	—0,21	3,45
$H_{-22}^{\circ}\text{C}$	$\nless$	5,13	0,20	0,008	0,11	0,05	0,03
	$\nless$	4,98	0,22	—0,12	—0,08	0,17	—0,03
ΔH	$\nless$	2,74	0,99	0,28	0,70	0,07	2,87
	$\nless$	0,74	0,96	0,28	0,39	—0,05	2,20

материале несколько выше (15 %), чем на обучающей выборке, что соответствует выявленным в работе [98] закономерностям. Исключение составляют данные за 1975 г., для которых суммарная ошибка распознавания составляет 23,7 %, что можно объяснить, по-видимому, недостаточно высокой квалификацией штата тех МРЛ, данные которых привлекались к обработке.

Для обучающей выборки слабых гроз аналитическое выражение для квадратичной дискриминантной функции u имеет вид

$$\begin{aligned} u(H_{\max}, \lg z_3, H_{-22}^{\circ}\text{C}) = & -1,4100H_{\max}^2 - 34,6319 \lg z_3^2 - \\ & - 0,3737H_{\max}^2 \lg z_3^2 + 2,7601H_{\max}^2 \lg z_3 + 7,4084H_{\max} \lg z_3 - \\ & - 14,70H_{-22}^{\circ}\text{C} + 2[28,5161H_{\max} + 100,9675 \lg z_3 - \\ & - 23,4722H_{\max} \lg z_3 + 77,0548H_{-22}^{\circ}\text{C} - 0,1500H_{\max}H_{-22}^{\circ}\text{C} - \\ & - 0,7360 \lg z_3H_{-22}^{\circ}\text{C} - 0,1171H_{\max} \lg z_3H_{-22}^{\circ}\text{C} - 318,4841]. \quad (5.13) \end{aligned}$$

При значении $H_{-22}^{\circ}\text{C}$ равном 5,2 и 5,5 км $u=0$ (см. рис. 5.2).

Для обучающей выборки слабых гроз минимальная суммарная ошибка (9,8 %) наблюдалась при $H_{-22}^{\circ}\text{C}=5,1$ км, т. е. при высоте изотермы -22°C , равной ее среднему значению в выборке.

Таким образом, все грозы, для которых $Y \geq 13 \dots 15$ при $H_{-22}^{\circ}\text{C}=5,5$ км, можно обозначать значком $\mathbb{K}$, а все конвективные радиоэхо с $Y \leq 7 \dots 9$ интерпретировать как ливни ($\hat{\nabla}$). В зонах II—IV (см. рис. 5.2) можно применять комбинированный метод распознавания. В зоне между $Y < 9$ и $u=0$ можно фиксировать грозы ($\mathbb{K}$), в зоне между $u=0$ и $Y > 13 - \mathbb{K}$) (см. рис. 5.2, кривые 1 и 2). Для слабых гроз при $H_{-22}^{\circ}\text{C} \leq 5,5$ км и $u=0$ (кривые 4 и 5) правила принятия решения несколько изменяются: при $Y_{\text{кр}} < H_{-22}^{\circ}\text{C} \lg z_{\min}$ отмечаются ливни $\hat{\nabla}$; от $Y_{\text{кр}}$ до $u=0$ — грозы ($\mathbb{K}$); от $u=0$ до $Y \leq 13 \dots 15$ — грозы ($\mathbb{K}$); при $Y > 13 \dots 15$ — грозы $\mathbb{K}$.

Разработка новых и использование уже существующих алгоритмов автоматического распознавания грозовых Сб по данным радиолокационной метеоинформации позволяет синтезировать иерархическую систему классификации, которая имеет более высокое качество и надежность работы, чем каждая ее подсистема в отдельности [69, 91, 96, 98, 114, 115, 133, 154, 156, 158—161]. Иерархичность такой системы распознавания определяется тем, что на первом уровне формируются элементарные решения о характере Сб, а на втором уровне эти решения взвешиваются и на основе принципов голосования синтезируется комплексное решающее правило [161].

Увеличить оправдываемость радиолокационных критериев опасности можно путем их прогнозирования в процессе оперативных автоматизированных наблюдений на комплексах МРЛ—ЭВМ [64, 68]. С учетом возможностей ЭВМ прогноз критериев целесообразно выполнять на основе результатов аэрологического зонди-

рования и расчета характеристик облака с помощью струйной модели облачной конвекции [3, 12, 15, 16, 21, 27, 36, 43, 47, 52, 55, 67, 105—107, 117—119, 144, 145, 198, 207, 208].

5.2. Радиолокационные критерии шквалов, связанных с Сб

5.2.1. Локализация шквалов

Общеизвестно, что шквал является одним из наиболее опасных и трудно прогнозируемых явлений. Параметры H и $\lg z$ кучево-дождевого облака являются наиболее информативными для обнаружения и прогноза шквала [146]. В [100, 102] была получена статистическая зависимость изменения скорости ветра у Земли с увеличением высоты верхней границы радиоэха $H_{\text{вг}}$ и z Сб для района Северного Кавказа и дана методика расчета скорости ветра.

Региональный характер таких рекомендаций заставил нас подойти к этому вопросу несколько иначе [87]. Как известно, тропопауза является задерживающим слоем для восходящих потоков воздуха. Только в случае исключительно сильной неустойчивости атмосферы восходящие потоки, обладающие значительными запасами кинетической энергии, могут проникать в тропопаузу или даже «пробивать» ее. В свою очередь с увеличением положительной энергии неустойчивости увеличивается скорость нисходящих потоков.

Разница высот тропопазы и верхней границы радиоэха Сб использовалась для определения шквальных усилений ветра, связанных с развитием Сб. Для разработки радиолокационных критериев шквала было рассмотрено 35 случаев шквалов и опасных порывов ветра ($v_{\text{в}} \geq 15$ м/с), наблюдавшихся в 1971—1973 гг. на площади, ограниченной радиусом 200 км с центром в аэропорту г. Киева. Данные о скорости ветра менее 15 м/с были взяты только за 1972 г. (35 случаев).

Анализ полученных материалов показал, что при $v_{\text{в}} > 15$ м/с верхняя граница радиоэха облаков в большинстве случаев практически достигала тропопазы, а в половине случаев превосходила ее. Эти данные хорошо согласуются с результатами работ [31, 101, 147]. При $v_{\text{в}} < 15$ м/с высота радиоэха Сб лишь в семи случаях была незначительно больше высоты тропопазы $H_{\text{тр}}$. Анализ связи скорости ветра у Земли с отражаемостью и с разностью высот тропопазы и верхней границы радиоэха Сб ($H_{\text{тр}} - H_{\text{в}} = \Delta H_{\text{тр}}$) показал (рис. 5.7), что можно выделить три зоны: I зона $v_{\text{в}} > 20$ м/с, II зона $v_{\text{в}} = 15 \dots 20$ м/с, III зона $v_{\text{в}} < 15$ м/с. В I зоне величина $\Delta H_{\text{тр}}$ составляет от 1 до -3 км, а $\lg z_3$ превышает 2.4. Причем наименьшие значения $\lg z_3$ отмечаются в тех случаях, когда разность высоты радиоэха Сб и $H_{\text{тр}}$ достигает 3 км. С уменьшением разности до 1 км значение $\lg z_3$ увеличивается до 4. Во II зоне величина $\Delta H_{\text{тр}}$ составляет от 1,2 до $-1,4$ км,

а $\lg z_3$ изменяется от 2,9 до 3,9. В III зоне наибольшее значение $\Delta H_{\text{тр}}$ равно $-0,5$ км, а $\lg z_3$ может изменяться в пределах 2,7—3,9, причем наибольшее значение $\lg z_3$ отмечается при $\Delta H_{\text{тр}} = 2$ км.

Для иллюстрации выводов рассмотрим случай, который наблюдался 16 июня 1972 г. в 21 ч. По данным приземных карт погоды за 21 ч погода была обусловлена ветвью основного тропосферного холодного фронта с волнами. В тылу за фронтом отдельные метеостанции фиксировали резкий рост давления, достигающий 4,9 гПа за 3 ч. Изменение тенденции характеризовалось незначи-

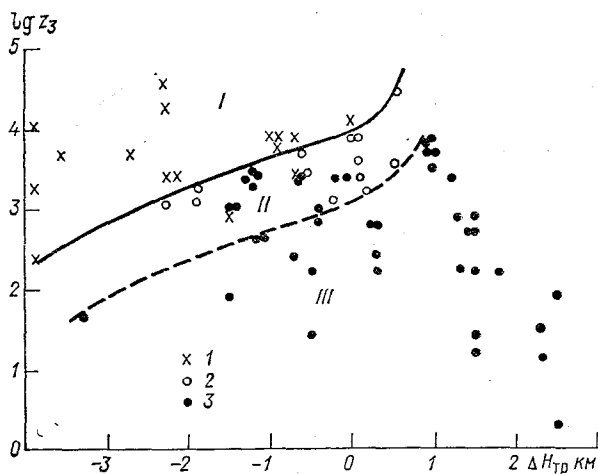


Рис. 5.7. Определение шквала по радиолокационным и аэрологическим данным.

1) $v > 20$ м/с, 2) $v = 15 \dots 20$ м/с, 3) $v < 15$ м/с, I, II, III — зоны для оценки шквала.

тельным начальным падением давления с последующим резким ростом (так называемый «грозовой нос»), контраст температур на фронте достигал $7^\circ\text{C}/100$ км. За фронтом в неустойчивой воздушной массе интенсивно развивалась кучево-дождевая облачность, которая сопровождалась грозами и ливнями. Такая синоптическая ситуация является благоприятной [146] для возникновения сильных порывистых ветров, пыльных бурь и шквалов.

Анализ результатов температурно-ветрового зондирования в Киеве за 21 ч показал, что максимальная скорость достигающего поверхности Земли нисходящего потока, рассчитанная по способу, предложенному в работе [146], равнялась 29 м/с. МРЛ в период 20 ч 00 мин — 20 ч 45 мин зафиксировал радиоэхосб и Ас. За линией фронта располагалось радиоэхосб, высота которого равнялась 8—15 км в радиусе 200 км от МРЛ и $\lg z_a = 1,3 \dots 3,9$. Высота тропопаузы по данным температурно-ветрового зондирования составила 12,2 км.

На рис. 5.8 представлена бланк-карта МРЛ без координатной сетки, на которой нанесены контуры РКО и приподнятого РСО.

У метеостанций нанесены значения высоты радиоэха ($H_{\text{вг}}$) и скорости ветра у Земли в срок наблюдения или между сроками ($v_{\text{з}}$), а также $\lg z_{\text{з}}$. Форма записи следующая: например, значения $H_{\text{вг}} = 11$ км, $\lg z_{\text{з}} = 3,4$, $v_{\text{з}} = 24$ м/с на рис. 5.8 записаны в виде 11; 3,4; 24. На бланке нанесены опасные явления погоды и представлена синоптическая ситуация.

В [147] предложены дискриминантные функции $u(x)$ для разделения порывов ветра менее и более 30 м/с (при $u(x) > 0$ фик-

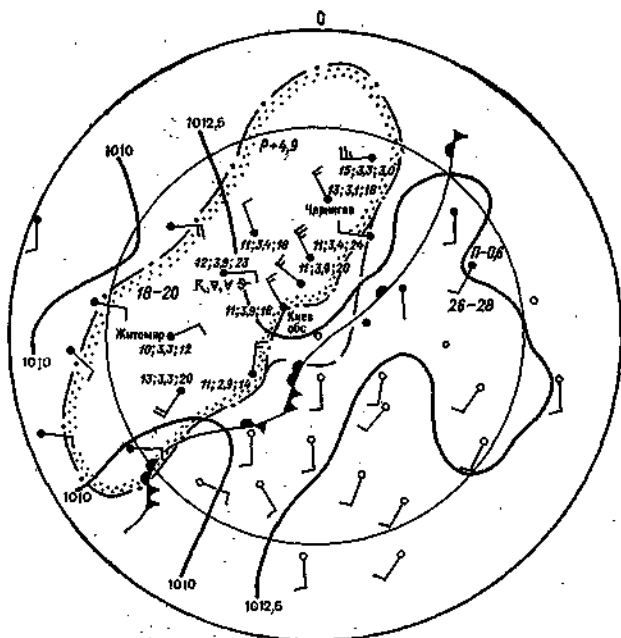


Рис. 5.8. Синоптическая обстановка в районе Киева при шквалах в 21 ч 16 июня 1979 г.

Штрих-пунктирная линия — граница зоны радиоэха.

сируется сильный шквал более 30 м/с), которые дали оправдываемость разделения на экзаменационной выборке около 80 %. Формула для решения этой задачи выглядит следующим образом:

$$u(x) = -0,05T_{\text{в}} + 1,0(H_{\text{вг}} - H_{\text{тр}}) + 0,15H_{z_{\text{max}}} - 2,2, \quad (5.14)$$

где $T_{\text{в}}$ — температура ($^{\circ}\text{C}$) у вершины радиоэха, $H_{z_{\text{max}}}$ — высота (км) уровня максимальной отражаемости. Если используются только данные МРЛ, то при расчете возможности шквалов более 15 м/с приемлема следующая формула для дискриминантной функции:

$$u_1 = 0,8H_{\text{вг}} + 0,5 \lg z_{\text{а}} - 8,3, \quad (5.15)$$

а для шквалов более 30 м/с

$$u_2 = 0,7H_{\text{вг}} - 6,5. \quad (5.16)$$

Оправдываемость последних формул на экзаменационной выборке около 80 %. Из последней формулы следует, что все Сб, высота радиозха которых превышает 9,3 км, сопровождаются шквалами более 30 м/с. При этом необходимо учитывать, что чем больше скорость перемещения РКО (>60 км/ч), тем более вероятен шквал. Шквалистое усиление ветра, связанное с изолированным Сб, довольно локальное явление. Это вызывает значительные трудности при оценке оправдываемости указанных радиолокационных критериев. Отмечено, что с увеличением $v_{\text{в}}$ шквал фиксируется на все больших площадях.

5.2.2. Обнаружение смерчей

Кроме шквалов, грозовые Сб могут сопровождаться смерчами. Смерчи наблюдаются в СССР и Западной Европе, Индии, Японии; но повторяемость смерчей в США намного превышает их повторяемость в любом другом районе земного шара. Хотя орография Русской равнины сходна с орографией Великих равнин США, частота и интенсивность гроз у нас намного ниже (см. главу 7).

Как отмечается в [203], только 1—0,5 % наблюдавшихся смерчей вызвали в США 85 % несчастных случаев, связанных со смерчами за десятилетний период. К гибели людей привело отсутствие их своевременного предупреждения, так как смерчи приходят и уходят неожиданно и воздействуют лишь на тысячную долю района, занятого грозами, которые порождают смерчи. Своевременное предупреждение людей даже за несколько минут до прохождения смерча вдвое сокращает человеческие жертвы. В работе [138] говорится: «...анализ смерчей показывает, что ведущим является кучево-дождевое грозовое облако, а смерчи лишь вторичное образование, им создаваемое. Основное явление, все определяющее,—это возникновение внутри облака спирального вихря типа водоворота. Судя по наблюдениям, его диаметр не превышает нескольких километров. Располагается материнский вихрь в нижней части кучево-дождевого облака, не поднимаясь выше 3 км. Материнские вихри порождают не только смерчи и воронки, устремляющиеся книзу; есть воронки, которые взмывают ввысь, иногда пробивая плотную облачность. С этими башенными вихрями связано образование необычайно крупного града, нередко сопровождающего смерчевое облако.

Группа смерчей представляет собой сложное атмосферное явление. В него входят сравнительно немногочисленные воронки, доходящие до Земли, десятки зачаточных воронок, повисающих в воздухе, затем иногда десятки, а иногда и сотни материнских вихрей, висящих в нижней части материнского облака, и, наконец, десятки башенных облаков-вихрей, обуславливающих выпадение града».

Таким образом, единственный определенный признак смерча — это интенсивный вихрь, который может наблюдаться радиолокатором, работающим по доплеровскому принципу.

Исходя из физики явления и данных доплеровских измерений смерч представляет собой вихрь с размерами сечения порядка сотен метров и скоростью кругообразного движения воздуха 50—100 м/с. Если размеры горизонтального сечения вихря превышают размеры рассеивающего объема МРЛ, то при наблюдении смерча одиночным доплеровским МРЛ в азимутальном разрезе в сечении, перпендикулярном оси вихря, идентифицируются две близко расположенные области с очень большой положительной и отрицательной доплеровской скоростью. Если размеры рассеивающего объема МРЛ превышают размеры вихря, то наличие смерча проявляется либо в ярко выраженной двухмодальности доплеровского спектра, либо в очень большой ширине спектра радиолокационного сигнала [120].

Как правило, размер смерча меньше размера радиолокационного объема и отражаемость области смерча сравнительно невелика. Поэтому непосредственное обнаружение самого смерча затруднительно даже с помощью доплеровского МРЛ. Однако есть возможность идентифицировать предшествующую смерчу в Сб область мезоциклона с повышенной скоростью циркуляции воздуха, размеры которой превышают размеры смерча и составляют по данным американских исследователей 2—15 км (рис. 5.9) [180]. С мезоциклонами связаны в основном мощные и долго живущие смерчи. Менее интенсивные смерчи часто возникают в областях повышенных градиентов ветра (сдвига ветра): на фронтах порывистости, холодных фронтах и т. п.

В течение 1978 г. в США была осуществлена специальная программа по исследованию смерчей с помощью доплеровского МРЛ. Было установлено, что мезоциклоническая циркуляция очень хорошо видна на цветных индикаторах радиальной скорости. Согласно [172, 180], были обнаружены все смерчи, которые оказывались на расстоянии менее 115 км от МРЛ (интервал однозначного измерения дальности МРЛ). Установлено, что циркуляция в смерчеобразующих Сб начинается на высотах 6—8 км и затем развивается в направлении к Земле.

Следует отметить, что только ширина спектра или только сдвиг ветра не могут сами по себе быть надежными признаками смерча, так как для турбулентных зон в Сб также характерна большая ширина спектра отраженных сигналов. Наличие же характерных признаков мезоциклона с крюкообразным радиоэхом является наиболее надежным признаком распознавания смерча на доплеровском МРЛ.

Как показывает практика обнаружения смерчей (торнадо) на обычных некогерентных МРЛ [6, 166], смерчи можно обнаружить в сравнительно редких случаях, когда радиоэхо Сб сопровождается характерным крюкообразным отростком, а нижняя граница диаграммы направленности МРЛ находится ниже уровня 1—2 км,

т. е. на расстоянии 90—120 км. Для идентификации РКО, сопровождаемого смерчем, на некогерентных МРЛ используются следующие признаки:

наличие циклонического вращения РКО или одной из его частей;

наличие крюка в РКО; его горизонтальные размеры могут составлять до 16 км, высота — 10,7—12,2 км, а время существования — от нескольких минут до часа;

наличие РКО, высота которого на 3 км и более превышает высоту тропопавзы, и максимальная отражаемость z_a составляет 53—58 дБ з;

слияние радиоэха Сб с грозами при скорости перемещения, превышающей 75 км/ч — тогда смерч образуется в U-образной впадине радиоэха.

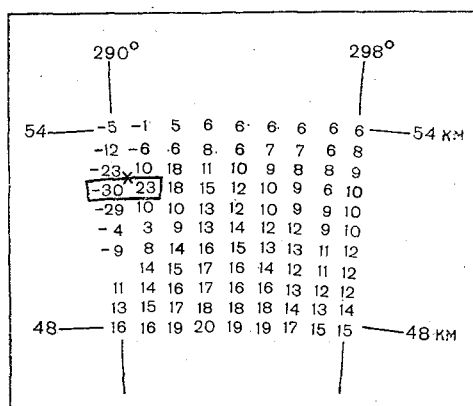
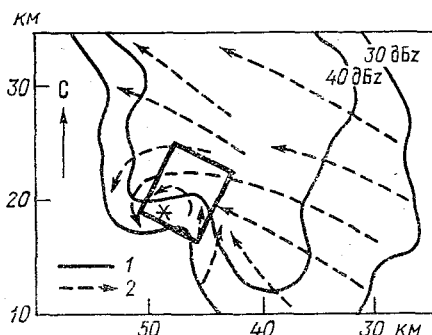


Рис. 5.9. Пример использования доплеровского радиолокатора для обнаружения смерча (торнадо) в США [180].

а — распределение радиолокационной отражаемости z_a (дБз) в грозе (1) и воздушные течения на нижнем уровне (2) по данным доплеровских измерений; б — развертка сектора (показанного на рис. а, на которой представлено распределение значений средней доплеровской скорости (м/с) в направлении на МРЛ и от него внутри ячейки с пространственным разрешением 600 м.

Однако по результатам многочисленных исследований смерчи наблюдались и в тех Сб, которые не подходили ни под один из перечисленных признаков.

Применение перечисленных критериев для радиолокационного обнаружения смерчей наиболее эффективно, если синоптик дал по территории прогноз появления интенсивных гроз со шквалистым усилением ветра. Прогнозы смерчей, составляемые в США для площадей 200×400 км, позволяют эффективно указывать общие площади, где вероятность появления смерчей возрастает в 10—50 раз по сравнению с климатологической вероятностью. Эти прогнозы составляются по эмпирическим правилам, основанным на данных о вертикальной устойчивости, поле влажности, струйных течениях и фронтах [209].

Таким образом, обычный некогерентный МРЛ хорошо обнаруживает конвективную облачность, в которой может возникнуть смерч, но само местоположение смерча в РКО определяет лишь в редких случаях, когда оно ярко выражено в крюкообразном радиоэхе. В упомянутых экспериментах, проведенных в 1978 г. в США, вероятность обнаружения сильных гроз и смерчей с помощью доплеровского МРЛ была на 22 % больше, чем с помощью сетевого некогерентного МРЛ; при этом показатель оправданности прогноза был выше на 45 %, а коэффициент «ложных» тревог ниже на 145 %. Кроме этого, данные доплеровского МРЛ позволили предсказывать разрушительные смерчи в среднем за 21,4 мин до их возникновения, а обычные средства метеобеспечения позволяют сделать это только за 1,5 мин [172].

Глава 6

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ОБЛАКОВ И ОБЛАЧНЫХ СИСТЕМ

6.1. Способы определения скорости и направления перемещения радиоэха

Определение скорости и направления перемещения радиоэха необходимо для разработки краткосрочного прогноза начала осадков и других явлений (град, гроза) в заданных пунктах [6, 8, 9, 20, 25].

Прогнозирование перемещения зон радиоэха осуществляется следующим образом:

путем экстраполяции движения переднего края или центра тяжести радиоэха ячейки или мезомасштабной площади, основанной на фактических данных о их положении в предшествующие моменты времени;

путем использования корреляционных связей, детерминированных признаков и правил с привлечением аэросиноптической информации о поле ветра в районе прогноза.

Способ, основанный на экстраполяции, при своей полной автономности и относительной простоте часто оказывается малоэффективным из-за необыкновенно быстрой изменчивости площадей и конфигурации радиоэха Св. Вероятность возникновения ошибки и ее значение будут тем больше, чем больше период экстраполяции и изменчивость площади радиоэха. В связи с этим второй способ более надежен, однако для его реализации необходимо привлечение дополнительной аэросиноптической информации о ветре в нижней тропосфере, а также проведение специальных

расчетов, основанных на учете закономерностей движения РКО в зависимости от его горизонтальных и вертикальных размеров, характеристик ветра на стандартных барических уровнях в атмосфере, стратификации ветра в нижней тропосфере и стадии развития облаков, характера подстилающей поверхности, особенностей наблюдения и интерпретации данных.

Обычно при использовании первого способа оценки скорости (v) и направление (dd) движения радиоэха определяются в радиусе 180 км от МРЛ по смещению в последовательные промежутки времени геометрических центров радиоэха (для изолированных зон) или их краев при достаточно отчетливых очертаниях границ наблюдаемых полос радиоэха (для облачных систем) [23]. Следует заметить, что геометрические центры зон и края полос радиоэха должны фиксироваться в каждый из моментов по возможности на одинаковых уровнях.

При определении v и dd возможно возникновение больших ошибок, поскольку даже за короткий период измерения площади и конфигурации радиоэха резко изменяются. Для уменьшения ошибок надо стремиться к тому, чтобы при каждом новом измерении скорости и направления ветра уточнялось уже известное предыдущее значение. С этой целью рекомендуется применять осреднение за несколько последовательных сроков и пользоваться при прогнозе средними значениями скорости $\bar{v}$ [23]. Для радиоэха облачной системы оптимальный промежуток времени между двумя последовательными измерениями скорости равен 30—60 мин, а для отдельной ячейки он не превышает 15 мин. Средняя скорость $\bar{v}$ перемещения радиоэха облачной системы должна вычисляться с учетом имеющихся данных о скорости, включая ее последнее значение v_k , но не более 4—5 измерений v_i за предыдущие сроки:

$$\bar{v} = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K v_i. \quad (6.1)$$

На основе найденных значений $\bar{v}$ осуществляется обычно экстраполяция перемещения радиоэха и разрабатывается прогноз времени начала осадков в пункте. Как показывает практика, $\bar{v}$ определяется со средней погрешностью 5—10 км/ч. Согласно рекомендациям [23], скорость и направление перемещения поля радиоэха не определяются в следующих случаях [23]:

когда зона сплошного радиоэха расположена симметрично относительно центра экрана ИКО и есть уверенность, что видимая граница радиоэха не является границей облачной системы;

для облачной системы S_b — S_u conг. (летом), при внутримассовой конвекции вокруг МРЛ.

В последнем случае измеряются скорость и направление перемещения отдельных ячеек радиоэха, и полученные значения не распространяются на все поле радиоэха.

6.2. Перемещение РКО и стратификация ветра в нижней тропосфере

6.2.1. Особенности перемещения радиоэха отдельных конвективных ячеек

Как известно, конвективные облака развиваются и распадаются в процессе движения. Это очень усложняет задачу предсказания скорости и направления перемещения в последующие моменты времени, потому что геометрический центр ячейки радиоэха может двигаться по очень сложной траектории. Траектории перемещения ячеек зависят от скорости ветра на высотах, размера ячеек, орографических особенностей района, интенсивности конвективных процессов и ряда других причин [79—82, 108, 137, 143, 152, 162].

В табл. 6.1 приведена принятая среди радиометеорологов классификация зон радиоэха осадков по их характерным масштабам и занимаемым площадям [194]. В зависимости от размеров площади радиоэха осадков делятся на ячейки, малые мезомасштабные площади (ММП), большие мезомасштабные площади (БМП) и площади, сравнимые с масштабами синоптических процессов (ПСМ).

Таблица 6.1

Характеристики площадей зон осадков различных масштабов

Масштаб	Площадь, км ²	Характерная площадь, км ²	τ_p , ч
ПСМ	$>10^4$	—	12
БМП	10^3-10^4	$(2-5) \cdot 10^3$	1,5—4
ММП	$50-10^3$	100—500	0,5—4
Ячейка	<50	3—10	0,7

Примечание. τ_p — продолжительность существования радиоэха осадков.

Движение небольших ячеек РКО связывают с полем ветра на уровне 700 гПа или со средним полем ветра в слое 1,5—6 км, если скорость ветра превышает 15... 18 км/ч. Если на этих высотах скорость ветра меньше 18 км/ч, то связь между перемещением ячеек и скоростью ветра не обнаруживается [79]. Конфигурация площади радиоэха, как правило, испытывает при этом значительные изменения за счет возникновения новых ячеек, которые развиваются рядом с уже существующими, а также благодаря процессу их слияния или разделения. Составляющую скорости движения геометрического центра зоны радиоэха, обусловленную изменением конфигурации площади, принято называть составляющей распространения. Другую составляющую, обусловленную влиянием воздушных потоков в окружающей среде, называют составляющей переноса. Первая составляющая преобладает при скорости ветра менее 18 км/ч, и в этом случае прогноз перемещения наиболее труден; вторая — при скоростях ветра более 18 км/ч.

Если диаметр зоны РКО превышает 25 км, то обычно ее движение трудно связать со скоростью и направлением ветра на каком-либо из уровней. Рядом с таким радиоэхом от мультитячейкового Сб часто отмечается появление новых ячеек, которые быстро сливаются с основной, материнской. Положение района, в котором отмечается максимальное число появления новых ячеек, зависит от угла поворота ветра в слое 1,5—6 км и его направления на верхнем уровне [81]. На общее смещение большой зоны РКО будут оказывать влияние как ветры в нижней тропосфере, так и направление воздушных потоков вблизи верхней границы данной зоны радиоэха.

6.2.2. Заблаговременность прогноза начала осадков и продолжительность существования зон радиоэха различных размеров

Максимальная заблаговременность прогноза начала осадков в пункте не может превышать времени существования зоны радиоэха соответствующего размера (см. табл. 6.1). Оценки показывают, что предельная заблаговременность прогноза облаков, связанных с приходом зон радиоэха разных размеров, может быть достигнута, если ожидаемое направление движения спрогнозировано с точностью не менее 5° для ячейки, 15° для ММП, 23° для БМП и 25° для ПСМ. Требования к точности прогноза направления перемещения возрастают с уменьшением площади радиоэха (S).

Если принять, что точность определения ожидаемого направления перемещения геометрического центра зоны радиоэха или переднего края радиоэха облачной системы составляет $22,5^\circ$, то с учетом наиболее вероятного времени существования РКО (см. табл. 6.1) можно оценить диапазон значений расстояния (R^*), начиная с которого прогноз прихода данной зоны радиоэха в любой заданный пункт в радиусе обзора МРЛ и, следовательно, прогноз начала осадков окажется успешным. Для ячейки $R^* = 6\text{—}10$ км, для ММП $R^* \leq 40$ км, для БМП $R^* \leq 90$ км, для ПСМ $R^* \leq 250$ км. Прогноз перемещения площадей радиоэха с $R > R^*$ будет неэффективен из-за большой вероятности диссипации зон радиоэха, по которым разрабатывается прогноз, или возникновения больших отклонений реальных траекторий от прогностических.

Ошибки в определении ожидаемой скорости перемещения радиоэха могут приводить к отклонению прогностического времени начала явления от фактического. Для БМП и ПСМ многократное осреднение часовых или получасовых значений v_i , как правило, позволяет уменьшить ошибку в определении времени начала явления до 0,5—0,3 ч [8].

Прогноз прохождения отдельных конвективных ячеек над заданным пунктом имеет предельную заблаговременность 30—60 мин. Надо иметь в виду, что ячейка может прекратить свое существование; кроме того, вблизи заданного пункта может

возникнуть новая ячейка. Продолжительность опасных явлений в пункте зависит от геометрических размеров РОЗО и скорости перемещения его тыловой границы. После прохождения тыловой границы РОЗО через пункт прогноза происходит прекращение осадков и явлений. Ослабление радиоволн в осадках ближней зоны и на радиопрозрачном укрытии антенны при интенсивных осадках над МРЛ уменьшает надежность данных МРЛ на длине волны 3 см для расчета продолжительности явлений в точке.

Хорошо известно, что при малоподвижных фронтах и размытом барическом поле грозовая и ливневая деятельность в пункте может продолжаться длительное время, усиливаясь днем и ослабевая ночью. В этих случаях ветер на уровнях 500 и 700 гПа направлен вдоль фронта и грозы с ливнями перемещаются над точкой, сменяя друг друга. При этом существенно, куда приходят осадки — в зону сходимости или в зону расходимости [8, 99]. При неизменности других факторов в первом случае РОЗО могут оставаться без изменения или усиливаться, во втором — ослабевать. Таким образом, прогноз продолжительности и окончания опасных явлений в точке будет наиболее успешным при совместном анализе радиолокационной и аэросиноптической информации.

6.2.3. Зависимость перемещения РКО различных размеров от потоков на стандартных барических уровнях

Проведенный в [79] анализ экспериментальных данных показал, что примерно 70—80 % радиоэхо ячеек и ММП смещаются в направлении воздушного потока на уровне 700 гПа. Для 60 % БМП радиоэхо прогностическое направление движения можно определить, используя данные о направлении воздушного потока на уровне 500 гПа [79, 81]. Правила для определения направления перемещения элементов радиоэха разных масштабов можно использовать в условиях, когда скорость воздушного потока в средней тропосфере $v_{\pi} > 18$ км/ч и отношение скорости ветра на уровне 500 гПа к скорости ветра на уровне 850 гПа $v_{500}/v_{850} > 2$.

При аэросиноптических условиях, характерных для барической депрессии, когда в средней тропосфере отсутствует четко выраженный воздушный поток ($v_{\pi} < 18$ км/ч) или происходит аномальное ослабление ветра с высотой ($v_{500}/v_{850} < 1$), примерно от 50 до 80 % зон РКО могут значительно отклоняться более, чем на 45° от направления воздушного потока (табл. 6.2). При таких условиях особенно существенно влияние рельефа местности на траектории движения РКО.

Экспериментальные данные указывают на наличие статистически значимой связи между скоростью движения радиоэха (v_p) и скоростями ветра на уровнях 500 и 700 гПа. Уравнения регрессии (табл. 6.3) [79, 82] обеспечивают устойчивую среднестатистическую зависимость между v_p и v_{π} для радиоэхо ячеек, ММП и БМП со средней квадратической погрешностью $\sigma_v = 14—16$ км/ч.

Таблица 6.2

Повторяемость (число случаев, в скобках — проценты) отклонения $\Delta\varphi > 45^\circ$ траектории радиозах от направления воздушного потока на уровне 700 гПа (числитель) и 500 гПа (знаменатель) для различных градаций отношения v_{500}/v_{850} и величины v_{700}

v_{500}/v_{850}	Повторяемость	Всего случаев	v_{700} км/ч	Повторяемость	Всего случаев
<1	$\frac{25 (51)}{25 (51)}$	49	<18	$\frac{9 (82)}{6 (54)}$	11
2	$\frac{11 (15)}{8 (11)}$	74	18—36	$\frac{9 (13)}{12 (18)}$	67
>2	$\frac{11 (6)}{15 (9)}$	159	>36	$\frac{29 (14)}{30 (15)}$	204

Таблица 6.3

Зависимость скорости РКО v_p (км/ч) от скорости воздушных потоков на уровнях 700 и 500 гПа

Масштаб зоны РКО	Уравнение связи	$k_{кор}$	$k'_{кор}$
Ячейки	$v_p = 0,46v_{700} + 19$	0,67	0,40
ММП	$v_p = 0,17v_{700} + 30$	0,28	0,28
БМП	$v_p = 0,26v_{500} + 17$	0,53	0,47

Примечание. $k_{кор}$ — коэффициент корреляции при 1 %-ном уровне значимости.

Таблица 6.4

Зависимость скорости (v_p) и направления (dd) перемещения радиозах от размера зоны РКО и скорости потока на уровнях 500 и 700 гПа ($v_H > 18$ км/ч, $v_{500}/v_{850} > 2$)

Масштаб зоны РКО	Направление перемещения	Уравнение связи
Ячейки, ММП	Совпадает с направлением потока на AT_{700}	при $v_{700} > 36$ км/ч $v_p = 0,94v_{700}$ при $v_{700} \leq 36$ км/ч $v_p = 1,35v_{700}$
БМП	Совпадает с направлением потока на AT_{500}	при $v_{500} \geq 72$ км/ч $v_p = 0,45v_{500}$ при $v_{500} < 72$ км/ч $v_p = 0,6v_{500}$

Кроме уравнений связи, приведенных в табл. 6.3, для определения прогностической скорости движения РКО можно использовать зависимости из табл. 6.4. Следует заметить, что применение для прогноза движения РКО уравнений связи и правил, приведенных в табл. 6.3 и 6.4, будет оправданным, когда в радиусе 100—150 км от МРЛ существует однородная воздушная масса и устойчивый воздушный поток.

При резких перестройках барического поля, изменении синоптических процессов и циркуляции воздушных потоков для определения прогностических характеристик движения РКО v_p и dd предпочтение должно быть отдано методу экстраполяции.

6.3. Изменчивость характеристик перемещения РКО и стратификация ветра в нижней тропосфере

Известно, что направление движения РКО лишь в 60 % случаев совпадает в среднем с направлением ветра на одном или нескольких барических уровнях [79, 82]. Анализ фактических данных позволил определить условия, при которых траектория движения РКО не совпадает с направлением воздушных потоков в окружающей конвективные облака атмосфере [82].

Изменчивость характеристик движения РКО — явление вполне естественное и закономерное. Рассмотрим более подробно основные физические процессы, которые достаточно удовлетворительно объясняют нестационарность движения Сб [82, 141].

Изменение скорости конвективного потока внутри Сб непосредственно влияет на его высоту и вертикальную протяженность крупнокапельной зоны облака. Изменяется при этом и толщина слоя тропосферы, воздушные потоки в котором могут влиять на движение Сб. Если в облачном слое атмосферы имеется вертикальный сдвиг ветра (по скорости и направлению), то благодаря переносу момента импульса нисходящими и восходящими потоками из верхней части облака вниз и в обратном направлении внутри Сб устанавливается собственное для данного облака поле ветра, не похожее на внешнее. Внутри облака поле ветра никогда не имеет установившегося характера, а поэтому всякое вытянутое по вертикали конвективное облако можно рассматривать как препятствие внешним потокам. Поэтому в наветренной части Сб отмечается повышение давления, а в подветренной — падение, которые зависят от постоянно изменяющегося поля ветра внутри облака. Эти перепады давления, по-видимому, определяют в некоторой мере изменчивость скорости движения Сб в разные периоды и на разных стадиях их жизни [141]. Таким образом, скорость движения Сб в период максимума вертикального развития его ячеек должна уменьшаться, а во время распада Сб — возрастать.

Местоположение центра области с максимальной скоростью восходящего потока в окрестности Сб определяется сдвигом ветра

по направлению в слое от основания до верхней границы облака. Появление новых ячеек РКО рядом с уже имеющейся материнской ячейкой, таким образом, наиболее вероятно в том районе, где существует самый сильный восходящий поток. Его местоположение целиком зависит от направления вращения ветра с высотой. Поэтому увеличение площади РКО при развитии Сб происходит в определенном направлении и вносит достаточно ощутимый вклад в составляющую распространения РКО и результирующий вектор его движения [82, 141]. Следствием такого процесса является искривление общей траектории движения РКО, отклонение от первоначального направления движения и от на-

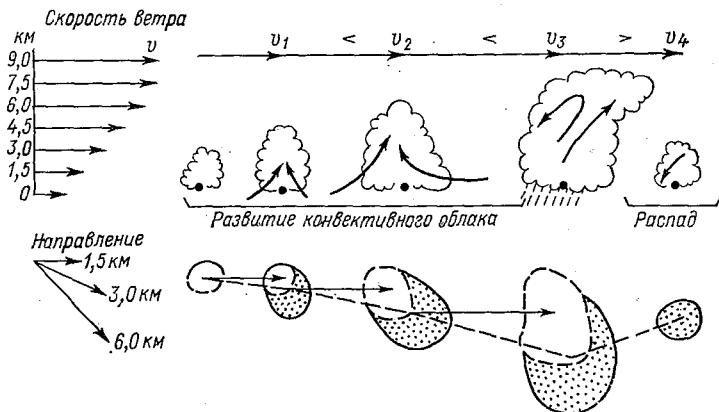


Рис. 6.1. Влияние поля ветра на траекторию движения Сб в разных стадиях развития облака.

правления основного ветра в слое 700—850 гПа для ячеек и ММП и на уровне 500 гПа для БМП.

Рисунок 6.1 иллюстрирует основные механизмы взаимодействия облака и внешних потоков, а также вероятную траекторию движения РКО для условной модели поля ветра. Естественно, что в реальной атмосфере распределение ветра и характер эволюции Сб бывают более сложными. В связи с этим траектории реальных Сб при кажущемся сходстве внешних условий иногда могут сильно различаться между собой и отличаться от модели (рис. 6.1 и табл. 6.5) [82]. В частности, статистический анализ изменчивости скорости РКО, проведенный по материалам наблюдений на МРЛ в северо-западном районе ЕТС [70], указывает на то, что разность максимальных и минимальных значений скорости ячеек РКО ($v_{i \max} - v_{i \min}$)_{рко} за все время его существования в 9 % случаев составляла 30—45 км/ч, в 34 % — 15—30 км/ч, в 57 % — менее 15 км/ч (табл. 6.6).

Сопоставление направления и скорости перемещения радиозагрозоопасных Сб с направлением и скоростью воздушного

Таблица 6.5

Качественные особенности характеристик движения РКО (по направлению и скорости) для различных профилей ветра в атмосфере и тенденций развития СБ

Модель поля ветра и её повторяемость в атмосфере $P(\%)$		Стадия развития: $\Delta H(+)$; $\Delta S(+)$		Стадия распада: $\Delta H(-)$; $\Delta S(-)$	
		Особенности движения РКО			
		по направлению	по скорости	по направлению	по скорости
1. Направление не изменяется $\Delta\alpha = \pm 22,5^\circ$ ($P=51\%$)	1.1 Усиление ветра с высотой ($P=34\%$)		1.1 $V_L < V_{L+1}$		1.1 $V_L > V_{L+1}$
	1.2 Скорость не изменяется ($P=14\%$)		1.2 $V_L = V_{L+1}$		1.2 $V_L = V_{L+1}$
	1.3 Ослабление ветра с высотой ($P=3\%$)		1.3 $V_L > V_{L+1}$		1.3 $V_L < V_{L+1}$
2. Правое вращение ветра с высотой $\Delta\alpha > 22,5^\circ$ ($P=28\%$)	2.1 Усиление ветра с высотой ($P=16\%$)		2.1 $V_L < V_{L+1}$		2.1 $V_L > V_{L+1}$
	2.2 Скорость не изменяется ($P=3\%$)		2.2 $V_L = V_{L+1}$		2.2 $V_L = V_{L+1}$
	2.3 Ослабление ветра с высотой ($P=3\%$)		2.3 $V_L > V_{L+1}$		2.3 $V_L < V_{L+1}$
3. Левое вращение ветра с высотой $\Delta\alpha < -22,5^\circ$ ($P=21\%$)	3.1 Усиление ветра с высотой ($P=12\%$)		3.1 $V_L < V_{L+1}$		3.1 $V_L > V_{L+1}$
	3.2 Скорость не изменяется ($P=7\%$)		3.2 $V_L = V_{L+1}$		3.2 $V_L = V_{L+1}$
	3.3 Ослабление ветра с высотой ($P=2\%$)		3.3 $V_L > V_{L+1}$		3.3 $V_L < V_{L+1}$

Повторяемость P различных градаций разности $(v_{i \max} - v_{i \min})_{\text{РКО}}$ для 89 траекторий РКО

$(v_{i \max} - v_{i \min})_{\text{РКО}}$ км/ч	0—7,5	7,5—15	15,1— 22,5	22,6— 30,0	30,1— 37,5	37,6— 45,0
P %	25	32	26	8	4,5	4,5

потока на уровнях 500 и 700 гПа позволило выявить некоторые закономерности [93].

Около 90 % грозоопасных ячеек, наблюдаемых в районе Киева, отклоняются от направления ведущего потока на угол $\Delta\varphi$ до 50° . Отмечены случаи резкого отклонения траектории радиоэха грозовых Сб от направления ведущего потока: 25 % грозоопасных очагов отклонялось на угол свыше 90° . Средний угол отклонения составил 26° .

Следует отметить, что 53,8 % грозоопасных ячеек отклоняется от ведущего потока вправо. Без учета углов отклонения $\Delta\varphi_0 = \pm 25^\circ$ вправо отклоняется 65,6 % грозоопасных очагов. При этом средний угол отклонения вправо больше, чем средний угол отклонения влево. С увеличением скорости ведущего потока угол отклонения уменьшается. Так, при скорости ведущего потока $v_{\text{в.п.}} < 15$ км/ч средний угол отклонения влево равен $22,1^\circ$, вправо — $39,8^\circ$, а при $v_{\text{в.п.}} > 60$ км/ч средние углы отклонения соответственно составляют $19,8$ и $24,6^\circ$.

Угол отклонения $\Delta\varphi$ уменьшается с увеличением H_{max} грозовых Сб. При $H_{\text{max}} < 6$ км средний угол отклонения влево составляет $27,7^\circ$, вправо — $32,7^\circ$, а при $H_{\text{max}} > 10$ км соответственно $21,7$ и $25,4^\circ$. Такие отклонения следует считать минимальными, так как значения $\Delta\varphi \leq 25^\circ$ находятся в пределах погрешности измерений направления перемещения и радиоэха, и ведущего потока.

Сопоставление скорости перемещения радиоэха гроз (v_p) со скоростью ведущего потока ($v_{\text{в.п.}}$) выявило, что при разных значениях скорости ведущего потока изменяется не только величина отклонения, но и его знак. Так, при $v_{\text{в.п.}} \leq 15$ км/ч в 98 % случаев скорость движения радиоэха грозовых Сб больше скорости ведущего потока. Это можно объяснить тем, что в направлении ведущего потока осуществляется не только непосредственный перенос облачности, но и ее распространение за счет эволюции. При $v_{\text{в.п.}}$, равном 20—35 км/ч, скорость большинства (70,6 %) грозоопасных ячеек меньше скорости ведущего потока. Среднее значение разности $v_{\text{в.п.}} - v_p$ при этом составило 7 км/ч. Интересно отметить, что при увеличении $v_{\text{в.п.}}$ до 20—35 км/ч $v_p < v_{\text{в.п.}}$ в 90 % случаев внутримассовых гроз, тогда как на теплых фронтах $v_p > v_{\text{в.п.}}$, а в зоне холодных фронтов с волнами $v_p < v_{\text{в.п.}}$ в 58,3 % случаев. При возрастании скорости ведущего потока до 60 км/ч и более все грозоопасные ячейки двигались медленнее, чем ведущий поток. При этом среднее уменьшение v_p составило

32,4 %. Наибольшее «отставание» радиоэха грозоопасных Сб отмечено на фронтах окклюзии (42,5 км/ч) и на теплых фронтах (48,3 км/ч).

Результаты статистического анализа экспериментальных данных [82] показали следующее:

направление вращения ветра с высотой в слое 1,5—5,5 км в основном совпадает с направлением отклонения РКО от ветра на уровне 850 гПа;

значение угла отклонения траектории РКО от направления ветра на уровне переноса всегда меньше угла поворота ветра в слое 1,5—5,5 км;

траектории большинства зон РКО при скорости ветра $v_{\Pi} = 20\text{—}50$ км/ч отклоняются от направления ветра на уровне переноса на угол не более $10\text{—}20^\circ$, что укладывается в пределы погрешности оценки направления движения РКО по данным МРЛ;

при скорости ветра $v_{\Pi} > 60$ км/ч отмечается отклонение траекторий зон РКО вправо от направления воздушного потока на угол до $30\text{—}40^\circ$ при условии, что в нижнем слое атмосферы (1,5—5,5 км) нет вертикального поворота ветра;

скорость перемещения РКО ячейки и ММП и скорость ветра в слое 1,5—3 км совпадают друг с другом в диапазоне скоростей 30—40 км/ч. При больших скоростях ветра значения v_p обычно меньше, чем v_{Π} , а при $v_{\Pi} < 25$ км/ч — наоборот.

Для более точного определения ожидаемой скорости движения РКО за весь период его наблюдения на ИКО МРЛ ($\bar{v}_{\text{РКО}}$) (км/ч) без учета аэрологических данных о ветре на высотах (при автономном применении информации МРЛ) можно рекомендовать формулу [79, 82]

$$\bar{v}_{\text{РКО}} = 0,7v_i + 10,5, \quad (6.2)$$

где v_i — скорость РКО (км/ч), оцененная по изменению положения геометрического центра зоны РКО при наблюдениях на МРЛ за интервал $\Delta t = 15$ мин.

При постоянном обновлении сведений о распределении ветра на высотах рекомендуется для вычисления $\bar{v}_{\text{РКО}}$ (км/ч) использовать уравнения множественной корреляции [82].

$$\bar{v}_{\text{РКО}} = 0,4v_{850} + 0,07(v_{500} - v_{850})\left(\frac{H_p}{1,5} - 1\right) + 21. \quad (6.3)$$

Здесь H_p — высота РКО; v_{850} и v_{500} — скорости ветра на высоте 1,5 и 5 км.

Уравнение (6.3) учитывает как стратификацию ветра в атмосфере, так и характеристики самого радиоэха, что позволяет в первом приближении оценить различия в скорости разных зон РКО, вертикальная протяженность которых не одинакова, или одного и того же РКО в различные периоды его существования.

По результатам анализа экспериментальных данных [80, 81] можно провести расчет предполагаемых углов отклонения $\Delta\phi^\circ$

траектории геометрического центра зон РКО от направления соответствующих воздушных потоков в окружающей облако атмосфере по следующим формулам:
для ячейки

$$\Delta\varphi_{850} = 0,3 \Delta d_1 + 0,7 \Delta v_{850} + 10, \quad (6.4)$$

для ММП

$$\Delta\varphi_{850} = 0,5 \Delta d_1 + 0,2 \Delta v_{700} + 7, \quad (6.5)$$

для БМП

$$\Delta\varphi_{500} = -0,4 \Delta d_1 - 0,15 \Delta v_{500} + 15. \quad (6.6)$$

Здесь $\Delta v_{850} = v_{850} - v_p$, $\Delta v_{700} = v_{700} - v_p$, $\Delta v_{500} = v_{500} - v_p$; Δd_1 — сдвиг ветра по направлению в слое 500—850 гПа.

Угол отклонения движения РКО от направления ветра на любом из барических уровней ($\Delta\varphi_1$) зависит не только от поворота ветра в слое 1,5—5 км, но также и от разности скорости ветра (v_n) и скорости движения РКО (v_p).

Существует представление [20, 141, 193], что воздушные потоки, обтекающие кучево-дождевое облако, которое в свою очередь вращается вокруг вертикальной оси, влияют на направление движения таких зон РКО, изломы их траекторий и отклонение от направляющего воздушного потока. Отклонение траектории РКО будет тем существеннее, чем больше разность $\Delta v = v_n - v_p$ и чем больше составляющая вихря скорости внутри Сб. В целом для полного учета изменчивости скорости и направления движения РКО в течение всего периода его существования необходим прогноз эволюции характеристик РКО, в частности прогноз изменения высоты верхней границы и площади Сб во времени. В наиболее полном виде все факторы, оказывающие влияние на движение Сб в условиях сложно стратифицированного поля ветра в атмосфере, могут быть учтены только с помощью ЭВМ и при наличии надежных алгоритмов расчета.

6.4. Перемещение радиоэха облачных систем

Перемещение зон и полос радиоэха как единого целого обычно происходит в направлении, перпендикулярном их вытянутой оси. Вектор скорости движения полос радиоэха осадков имеет две составляющие: адвективный перенос, обусловленный дрейфом отдельных ячеек вместе с воздушным потоком, и «распространение», которое обусловлено появлением новых ячеек радиоэха и изменением ширины зоны радиоэха. Одним адвективным переносом невозможно объяснить движение РОЗО, поскольку время жизни отдельных ячеек радиоэха Сб значительно меньше, чем продолжительность существования макромасштабных зон в целом. Для более точного прогнозирования времени начала осадков

или опасных явлений, связанных с движущимися зонами фронтального радиоэха, необходимо учитывать изменения ширины зон радиоэха облачной системы атмосферного фронта. В свою очередь эти изменения зависят от процессов обострения или размывания самого атмосферного фронта. При стационарном процессе (без существенной трансформации поля фронтальной облачности) составляющая распространения равна нулю. В случае обострения фронта ширина зоны радиоэха облачности может увеличиваться со временем. Процессы размывания атмосферного фронта могут приводить к уменьшению площади РОЗО и, следовательно, к уменьшению ширины зоны радиоэха. В такой ситуации ско-

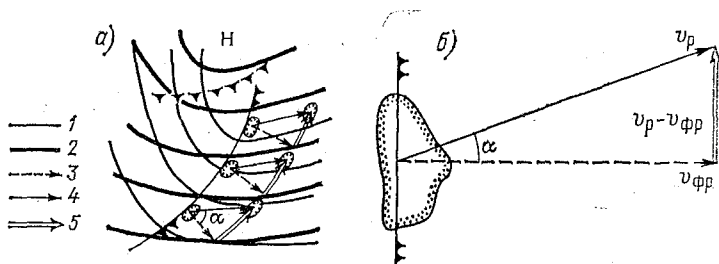


Рис. 6.2. Схематическое изображение холодного фронта (а) и векторная диаграмма движения ячейки радиоэха и фронта (б).

1 — изобары, 2 — изогипсы на AT_{700} , 3 — векторы перемещения фронта, 4 — векторы перемещения радиоэха изолированных ячеек и ММП, 5 — векторная разность перемещения ячейки и фронта.

рость перемещения зоны радиоэха может быть описана выражением

$$v = v_p \cos \alpha \pm a, \quad (6.7)$$

где v — составляющая движения зоны в направлении, нормальном к продольной оси этой зоны; v_p — скорость движения отдельной малой мезомасштабной зоны радиоэха внутри зоны по измерениям одного МРЛ; $(90^\circ - \alpha)$ — угол между вектором v_p и осью макромасштабной зоны ($0^\circ < \alpha \leq 90^\circ$); a — распространение зоны в направлении, нормальном к ее оси.

На рис. 6.2 приведено схематическое изображение зоны радиоэха холодного фронта в виде полосы, состоящей из отдельных ячеек [8]. Движение ячеек РКО вдоль фронта осуществляется слева направо: $v_{fr} = v_p \cos \alpha$, где v_{fr} — скорость движения фронта. Следует заметить, что эволюция стационарных или перемещающихся атмосферных фронтов может быть надежно определена лишь по данным наблюдений большого «куста» МРЛ, представленным на стыкованных картах состояния облачности в пределах целого региона.

В заключение приведем упрощенную схему основных элементов типичной линии шквалов (рис. 6.3 а) и основных элементов

полосы дождя (рис. 6.3 б) [194] для иллюстрации особенностей движения радиоэха разных масштабов.

Прохождение наиболее отчетливо выраженных холодных фронтов обычно сопровождается одной или несколькими узкими четкими полосами осадков, которые параллельны фронту либо располагаются впереди него, либо сливаются с ним. Эти полосы на-

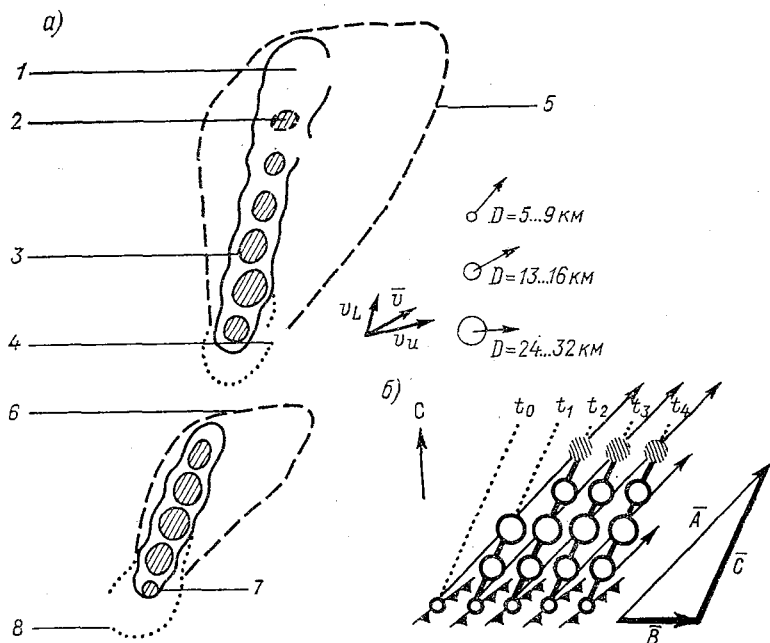


Рис. 6.3. Упрощенный эскиз основных элементов типичной линии шквалов (а) и основных элементов полосы осадков (б) [194].

1 — обширные области слоистообразной облачности; 2 — старые ослабевающие конвективные ячейки; 3 — зрелые конвективные ячейки; 4 — молодые конвективные ячейки; 5 — наковальня, расширяющаяся с подветренной стороны линии шквалов; 6 — коридор, вероятнее всего, закрытый с подветренной стороны; 7 — зона наиболее быстрого роста существующих конвективных ячеек; 8 — зона формирования новых ячеек; $\vec{A}$ — скорость элемента радиоэха, $\vec{B}$ — скорость перемещения холодной воздушной массы, в которой образовался фронт, $\vec{C}$ — ориентация линии фронта.

зывают «линиями шквалов». Обычно линия шквалов служит благоприятным местом для развития грозопасных Сб. Существенная черта линии шквалов — появление в районе дифференциальной адвекции, обуславливающей неустойчивость.

Упрощенный анализ основных элементов типичной линии шквалов представлен на рис. 6.3 а, где сплошными линиями показаны зоны осадков у Земли (области с наиболее сильным дождем заштрихованы), штриховыми линиями — общее очертание наковальни, которая может содержать частицы, близкие по размерам к частицам осадков. Формирование новых ячеек вероятней

всего в пределах области, ограниченной пунктиром, но возможно и в других местах. На рисунке показано типичное направление ветра, который поворачивается вправо между нижним (v_L) и верхним (v_u) (см. рис. 6.3а) уровнями, а также перемещение конвективных облаков разного диаметра D относительно вектора среднего ветра. Рисунок позволяет наглядно представить основные механизмы, влияющие на перемещение РКО.

Сопоставление направления перемещения радиоэха грозоопасных очагов с направлением движения фронта показало, что траектории грозоопасных ячеек могут существенно отклоняться от направления движения фронта [93]. Средний угол отклонения составляет 50° . В 121 рассмотренном случае 76 % ячеек отклонилось влево от направления движения фронта. Лучше всего эта закономерность прослеживалась в зоне холодных фронтов и вторичных холодных фронтов: соответственно 78,4 и 84,0 % ячеек отклонились влево. Хуже всего эта зависимость прослеживалась в зоне теплых фронтов, где влево отклонилось 55,6 % грозоопасных ячеек.

6.5. Влияние неоднородностей подстилающей поверхности на траекторию перемещения радиоэха облачности

Рассмотрим влияние топографических неоднородностей территории на траектории движения Сб. Анализ базируется на исследовании фактического движения радиоэха 89 Сб (июль—сентябрь 1976 г.) по данным МРЛ п. Воейково.

Подстилающая поверхность в радиусе 100 км от МРЛ имеет следующие отличительные особенности:

равнинный характер местности; высота большей части суши 50—100 м над уровнем моря;

на западе и северо-востоке от МРЛ расположена акватория Финского залива и Ладожского озера, площадь которой составляет около $\frac{1}{4}$ всей территории обзора ($R=100$ км), а длина береговой черты равняется 170 км;

в секторах $240-250^\circ$ и $330-335^\circ$ имеются отдельные возвышенности и холмы с максимальными высотами 150—200 м (Пулковские высоты, Ижорская и Лемболовская возвышенности).

Все траектории РКО, полученные по результатам наблюдений на МРЛ в разные дни, были разделены на две категории: 1) траектории в виде прямых линий; 2) траектории в виде плавных или ломаных кривых с наличием кривизны и даже изломов или перегибов (табл. 6.7). Из приведенных в табл. 6.7 данных следует, что траектории второго типа чаще всего наблюдались в дни с существенно заметным азимутальным сдвигом направления ветра в нижней тропосфере. Участки местности, над которыми отмечались особо резкие искривления траекторий движения РКО, выделены на рис. 6.4 (заштрихованы элементы площади размером 10×10 км). Как можно видеть из рис. 6.4, в большинстве случаев

изменение направления движения Сб происходит в районах с наибольшим перепадом высот в окрестностях отдельно возвышающихся холмов, вблизи линии берега. Известно, что упомянутые неоднородности земной поверхности могут оказывать существенное влияние на конвективные процессы облакообразования и эво-

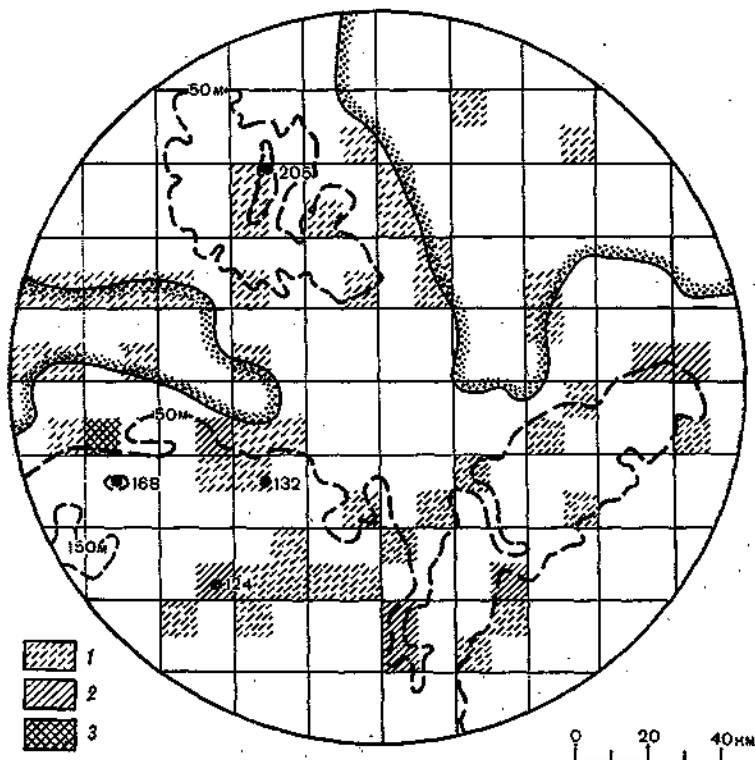


Рис. 6.4. Расположение районов, в которых происходило резкое изменение направления движения РКО (1 — один случай, 2 — два случая, 3 — три случая).

Таблица 6.7

Повторяемость (% в скобках — число случаев) двух типов траекторий РКО для условных стратификаций ветра в слое 1,5—5,5 км

Тип траектории РКО	Поворот ветра в слое		Сумма
	$\leq \pm 22,5^\circ$	$> \pm 22,5^\circ$	
Прямая	68 (30)	32 (14)	100 (44)
Кривая	11 (5)	89 (40)	100 (45)

люцию Сб. По-видимому, это влияние на траектории движения Сб в условиях равнины проявляется посредством сложных механизмов воздействия подстилающей поверхности на трансформацию Сб, их развитие и распад. Как отмечалось ранее, изменение размеров, площади, высоты или формы РКО приводит часто к изменению характеристик их движения.

Представленные данные свидетельствуют о влиянии неоднородностей земной поверхности на траектории движения РКО при дестабилизации облачной конвекции и резкой трансформации Сб.

6.6. Определение характеристик движения с помощью корреляционного анализа полей РОЗО

Развитие техники радиолокационных метеорологических наблюдений [9, 58, 70, 209] позволило разработать автоматизированные способы получения v_p и dd_p . Наиболее универсальным из них является способ, основанный на применении техники корреляционного анализа полей, перемещающихся с произвольной скоростью и меняющих свою форму. Основы метода достаточно подробно изложены в работах [58, 70, 209].

Трехмерная пространственно-временная корреляционная функция стационарного поля имеет следующий вид:

$$\rho(\xi, \eta, \Delta t) = \frac{\langle \{F(x, y, t) - \langle F \rangle\} \{F(x + \xi, y + \eta, t + \Delta t) - \langle F \rangle\} \rangle}{\langle \{F(x, y, t) - \langle F \rangle\}^2 \rangle}. \quad (6.8)$$

Наблюдая поле $F(x, y, t)$ через временной интервал Δt , можно рассчитать двумерную пространственную взаимно-корреляционную функцию $\rho(\xi, \eta, \Delta t)$ и определить ее максимум $\rho_{\max} = \rho(\xi_{\max}, \eta_{\max}, \Delta t)$, где $\xi_{\max}$ и $\eta_{\max}$ — координаты максимума. С их помощью задается вектор перемещения AC на плоскости (x, y) (рис. 6.5). Вектор скорости поля описывается выражением

$$v = AC/\Delta t. \quad (6.9)$$

Таким образом, максимальное значение коэффициента взаимной корреляции $\rho_{\max}$ служит показателем развития поля, а изменение его координат во времени дает наилучшую оценку среднего движения поля за интервал времени Δt .

Наблюдая поля $F(t_1 - \Delta t)$ и $F(t_1)$ в моменты времени $(t_1 - \Delta t)$ и t_1 , можно рассчитать вектор v и использовать его для прогноза наиболее вероятного положения поля $F(t_1)$ во время $(t_1 + \Delta t)$. Оценку точности такого прогноза можно произвести, рассчитав значения коэффициента взаимной корреляции $\rho_{\text{опт}}$ между смещенным $F(t_1)$ и фактическим полями, наблюдавшимися во время $(t_1 + \Delta t)$. Поскольку $F(t_1)$ переносится в прогнозируемое положение без изменения структуры, величина $(1 - \rho_{\text{опт}})$ будет мерой изменчивости поля за интервал Δt . Про-

пространственная ошибка при этом определяется как разность между прогностическими координатами и координатами $\rho_{\text{опт}}$.

Расчеты показали, что вычисление коэффициентов взаимной корреляции для всех возможных смещений поля является неэффективным из-за больших затрат времени на ЭВМ. Для его

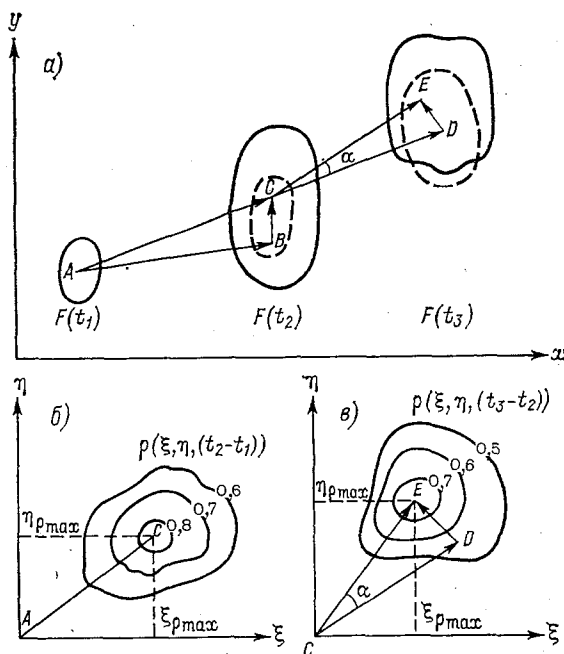
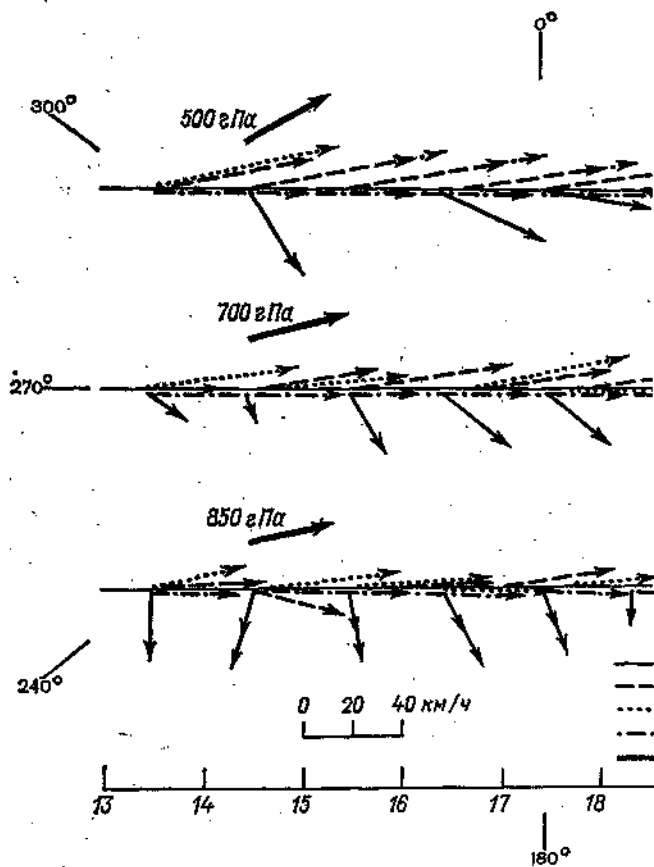


Рис. 6.5. Метод пространственно-временной корреляции для определения скорости и направления перемещения: реализация (а) и изолинии взаимно-корреляционной функции $\rho(\xi, \eta, \Delta t)$ для реализаций $F(t_1)$ и $F(t_2)$ (б), $F(t_2)$ и $F(t_3)$ (в).

F — радиоэхо в моменты времени t_1, t_2, t_3 ; AB — вектор перемещения, рассчитанный методом максимального совмещения площадей; BC — вектор уточнения, рассчитанный корреляционным методом; AC — вектор реального перемещения за время $t_2 - t_1$; DE — вектор ошибки прогноза; CD — вектор прогноза перемещения радиоэха на момент времени t_3 ; CE — вектор физического перемещения за время $t_3 - t_2$; ED — отклонение прогностической траектории от фактической.

уменьшения в работе [70] предлагается определять максимальный коэффициент корреляции сначала на «грубой» сетке, а затем уточнять его на «мелкой». Однако такой подход может приводить к значительным ошибкам прогноза, если на грубой сетке выявлен не абсолютный, а локальный максимум (последнее наиболее вероятно при квазипериодичности изменения поля площадей и интенсивности осадков). В связи с этим было предложено [58, 70] сначала определять v по максимальному коэффициенту



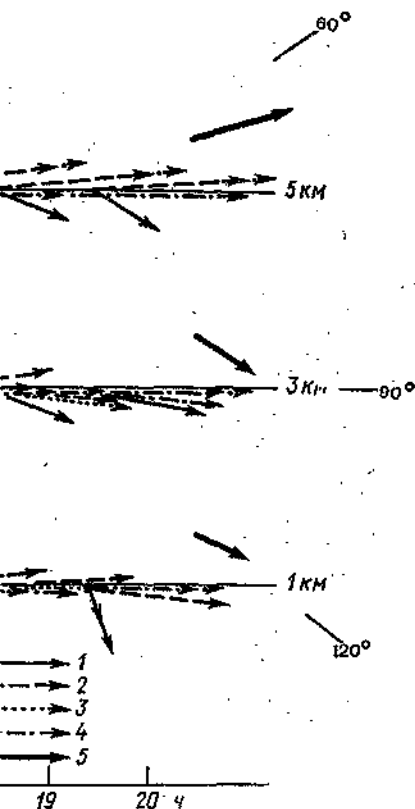


Рис. 6.6. Изменение со временем скорости v и направления dd перемещения радиозха облачности и осадков 2 июня 1981 г. на трех уровнях (1, 3 и 5 км), рассчитанные на ЭВМ по данным, полученным через разные интервалы наблюдения Δt .

1) $\Delta t = 60$ мин, 2) $\Delta t = 30$ мин,
3) $\Delta t = 15$ мин, 4) $\Delta t = 6$ мин,
5) результаты аэрологического зондирования за два срока; указано московское время.

совмещения площадей в матрице совмещений площадей (последняя аналогична взаимно-корреляционной матрице). При этом затраты времени уменьшаются в 5—6 раз. Затем уточняется путем расчета коэффициентов корреляции.

В результате испытаний этого метода [58] были предложены процедуры, значительно уменьшающие время счета v_p и dd_p на ЭВМ при интервале между последовательными сериями наблюдений 6 мин. Для этого в начале обработки серии наблюдений один раз вычисляется центральный минор матрицы совмещения площадей достаточно большой размерности, а в последующие циклы обработки рассчитывается только небольшой ее фрагмент в области максимального значения коэффициента совмещения. Расчет ведется для поля РОЗО, на внешнем контуре которого $z_0 = 14$ дБ з, полученного на уровне нулевой изотермы с использованием скользящего осреднения за два-три последовательных срока [58].

Повторяемость разностей Δv и Δd между реальными v_{pp} и dd_{pp} и прогностическими $v_{пр}$ и $dd_{пр}$ значениями, полученными на большом экспериментальном материале [58], позволила оценить оправдываемость $v_{пр}$ и $dd_{пр}$. При $\Delta v = \pm 5$ км/ч и $\Delta d = \pm 5^\circ$ оправдываемость $v_{пр} = 78\%$, а при $\Delta v = \pm 10$ км/ч и $\Delta d = \pm 10^\circ$ она будет достигать 92 %.

Для интервала наблюдений $\Delta t \leq 15$ мин скорость и направление перемещения поля РОЗО характеризует перемещение индивидуальных ячеек РКО, при $\Delta t \geq 30$ мин получают перемещение радиоэха полос или облачных образований, связанных с фронтом (рис. 6.6).

Глава 7

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАДИОЭХА ОБЛАКОВ И ОСАДКОВ

7.1. Статистические исследования радиолокационных характеристик облаков и осадков

Более чем 40-летний период применения радиолокационных методов для исследования атмосферных процессов внес существенный вклад в изучение физики облаков и осадков. Благодаря применению специализированных метеорологических РЛС в последние десятилетия были изучены закономерности развития конвективных облаков, мезо- и макромасштабные особенности их взаимодействия, кинематика развития грозо-градовых процессов, торнадо и ураганов. На этом впечатляющем фоне успехи применения радиолокационных методов для климатологических

обобщений выглядят заметно скромнее. Для этого существуют вполне объективные причины.

Главная из них вытекает из основной задачи оперативных сетей МРЛ, которая заключается в максимально быстром обслуживании метеоподразделений аэропортов, гидрологических служб, крупных промышленных центров и других заинтересованных потребителей. В условиях неавтоматизированных наблюдений за стремительно протекающими процессами в конвективных облаках операторы МРЛ получают только минимум самой важной информации, которая обладает большой региональной изменчивостью. При этом используются МРЛ, работающие на различных длинах волн, которые определяются в основном стремлением по возможности увеличить радиус обнаружения облаков, имеющих различную повторяемость в разных регионах.

Субъективизм, который вносит оператор в метеорологическую интерпретацию данных МРЛ, усугубляется существенными различиями в способах измерений параметров радиоэха и разной степенью ответственности при обнаружении опасных явлений в разных регионах. Можно полагать, что большинство этих недостатков будут устранены при полной автоматизации радиолокационных метеорологических наблюдений. Однако в настоящее время для климатологических обобщений используются в основном результаты «загрубленных» (с помощью кодов) неавтоматизированных наблюдений. Это не может не сказываться на качестве климатологических обобщений. Вместе с тем следует подчеркнуть, что результаты наблюдений за конвективными процессами нуждаются в своем, специфическом банке данных, требования к которому еще только формируются, и в настоящее время мы находимся на первом этапе этих исследований.

На примере климатологических обобщений радиолокационных параметров гроз кратко рассмотрим требования к однородности информации, полученной с помощью МРЛ.

В процессе оперативных наблюдений [23, 92] обслуживающий персонал МРЛ получает информацию о максимальных высотах радиоэха гроз (H) в каждой ячейке 30×30 км 1—2 раза в час в течение всего времени грозовой деятельности в радиусе 150—180 км от МРЛ. Из этой информации для дальнейшего анализа выбираются значения H только для тех гроз, которые подтверждены наземными метеостанциями, расположенными в пределах ± 30 км от зоны максимальной отражаемости, за сроки, отличающиеся от момента наблюдения радиоэха гроз не более, чем на ± 1 ч.

Параметры полученного таким образом распределения H (среднее значение $\bar{H}$, среднее квадратическое отклонение σ_H и коэффициент вариации $K_v = \sigma_H / \bar{H}$) за грозовой сезон, несмотря на временную и пространственную дискретность самих измерений, нельзя считать случайными характеристиками грозовых процессов. Они характеризуют высоту радиоэха гроз в разных стадиях развития явления и отражают влияние на значение H их суточ-

ных и сезонных вариаций и особенностей синоптических процессов в районе наблюдений. Тем не менее с климатологической точки зрения исходный материал нельзя считать достаточно однородным. Для достижения однородности и большей определенности дальнейших выводов необходимы данные, которые позволили бы рассмотреть распределение максимальных значений высоты радиоэха гроз или за время их существования над метеостанцией (т. е. «привязанное» к пункту), или за все время наблюдения радиоэха грозы (т. е. «привязанное» к грозовому процессу), или за время максимального развития конвекции над сушей (обычно 15—18 ч местного времени).

На однородность исходных данных об H оказывают влияние вероятность возникновения на ряде МРЛ сезонных систематических ошибок измерения H (возможно, противоположных по знаку) за счет нарушения горизонтирования антенны, рассогласования привода антенны по углу места, нарушения линейности разверток на индикаторах, дрейфа технических характеристик.

При сопоставлении информации о высоте радиоэха гроз в разных регионах необходимо помнить, что физика образования осадков в них может заметно различаться. В качестве примера приведем исследования S_b в ряде районов США [6]. По сравнению с Флоридой, где большинство S_b дают ливневые осадки, не достигнув при своем развитии области отрицательных температур, дождевые S_b в центре США (сухой континентальный климат субтропиков) должны обязательно иметь в верхней части облака ледяные кристаллы. Это связано с различиями осадкообразования в условиях избыточного и недостаточного влагосодержания атмосферы.

В табл. 7.1 и на рис. 7.1 и 7.2 приведены распределения такой климатологической характеристики, как повторяемость дней с грозой, по территории США и СССР [129, 213].

В США (см. табл. 7.1 и рис. 7.1) наибольшее число сильных гроз отмечается с апреля по сентябрь; они наиболее характерны для штатов Техас, Оклахома, Канзас, Флорида, Небраска и Миссури. С точки зрения наибольшей опасности для авиации (разрушительный град) выделяется штат Колорадо, а по числу гроз — Флорида. В США лишь в районе относительно узкой полосы суши по западному побережью отмечается менее 10 грозовых дней в году, в то время как в разных частях Флориды ежегодно наблюдается от 80 до 100 дней с грозой.

В СССР (см. рис. 7.2) наибольшее число дней с грозой характерно для районов с влажным климатом, а также для районов с недостаточно влажным климатом, но теплым летом. Это районы Европейской территории Союза (ЕТС) и Приморского края, где в течение года отмечается 25—30 дней с грозой.

При проведении сравнительного анализа результатов радиолокационных наблюдений в различных регионах важно учитывать следующие их основные особенности [189]:

Многолетняя средняя повторяемость дней с грозой для территории США [213]

Штаты	Месяц												Сумма
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Алабама	2	3	7	6	8	11	15	13	6	2	2	—	79
Аризона	1	1	1	1	1	2	11	17	5	2	1	4	45
Арканзас	1	2	5	7	8	8	9	6	5	3	3	2	59
Калифорния	—	1	1	1	1	1	1	1	1	—	—	—	8
Колорадо	—	—	1	2	8	9	18	14	5	—	—	—	57
Коннектикут	—	—	1	2	3	4	5	5	2	—	1	—	23
Делавэр	—	—	2	3	4	5	7	6	2	—	1	—	30
Флорида	—	2	4	4	9	18	23	22	14	5	—	—	101
Джорджия	1	2	4	4	8	11	15	13	6	2	1	1	74
Айдахо	—	—	1	2	4	5	7	5	2	1	—	—	27
Иллинойс	1	1	3	5	6	8	7	5	5	3	—	1	45
Индиана	1	1	3	5	7	8	7	7	5	—	—	—	44
Айова	1	1	2	5	6	9	9	5	4	2	—	—	44
Канзас	—	1	2	6	9	11	13	7	7	4	1	1	62
Кентукки	1	2	4	4	7	9	11	9	6	2	2	2	59
Луизиана	2	3	5	5	7	10	19	13	8	3	2	3	80
Мэн	—	—	—	1	2	3	3	5	5	—	1	—	20
Мэриленд	—	—	2	3	5	6	7	6	2	—	1	—	32
Массачусетс	—	—	1	2	3	4	7	5	2	—	1	—	25
Мичиган	—	—	2	3	5	7	7	7	5	2	2	1	41
Миннесота	—	—	1	2	4	7	7	5	4	1	1	—	32
Миссисипи	2	3	7	5	7	14	15	13	8	2	3	4	83
Миссури	1	1	4	7	8	9	9	7	7	3	2	1	59
Монтана	—	—	—	1	3	7	7	8	2	—	—	—	28
Небраска	—	—	1	4	9	12	11	10	5	2	1	—	55
Невада	—	1	—	2	2	3	7	5	2	—	—	—	22
Нью-Гемпшир	—	—	1	2	3	3	5	5	2	—	1	—	22

Штаты	Месяц												Сумма
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Нью-Джерси	—	—	1	2	4	5	7	6	3	—	1	—	29
Нью-Мексико	—	—	1	2	5	8	11	11	5	3	—	—	46
Нью-Йорк	—	—	1	2	3	6	7	5	3	—	1	—	28
Сев. Каролина	1	1	2	3	5	8	9	7	4	—	—	—	40
Сев. Дакота	—	—	—	2	4	8	9	5	3	—	—	—	31
Огайо	1	1	2	4	5	7	9	7	5	2	1	—	44
Оклахома	1	1	3	5	10	11	9	7	5	3	2	1	58
Орегон	—	—	1	1	2	3	3	2	1	1	—	—	14
Пенсильвания	—	—	2	3	4	6	7	6	3	—	1	—	32
Род-Айленд	—	—	1	2	3	3	5	5	2	—	1	—	22
Южн. Каролина	1	2	3	4	6	9	13	9	4	2	1	—	54
Южн. Дакота	—	—	—	2	6	11	12	11	4	2	—	—	48
Теннесси	2	2	5	6	7	9	11	11	6	2	2	2	65
Техас	1	2	3	5	9	6	5	5	4	3	2	1	46
Юта	—	1	1	—	5	8	9	9	5	2	—	—	40
Вермонт	—	—	1	2	3	4	5	5	2	—	—	—	22
Вашингтон	1	—	1	1	1	2	1	2	1	1	1	1	13
Зап. Виргиния	—	1	2	3	5	6	7	6	3	—	1	—	34
Висконсин	—	—	1	3	5	7	7	5	5	2	1	—	36
Вайоминг	—	—	—	—	4	9	9	7	4	1	—	—	34
Итого по США	22	37	98	150	250	347	428	369	199	61	43	27	2031

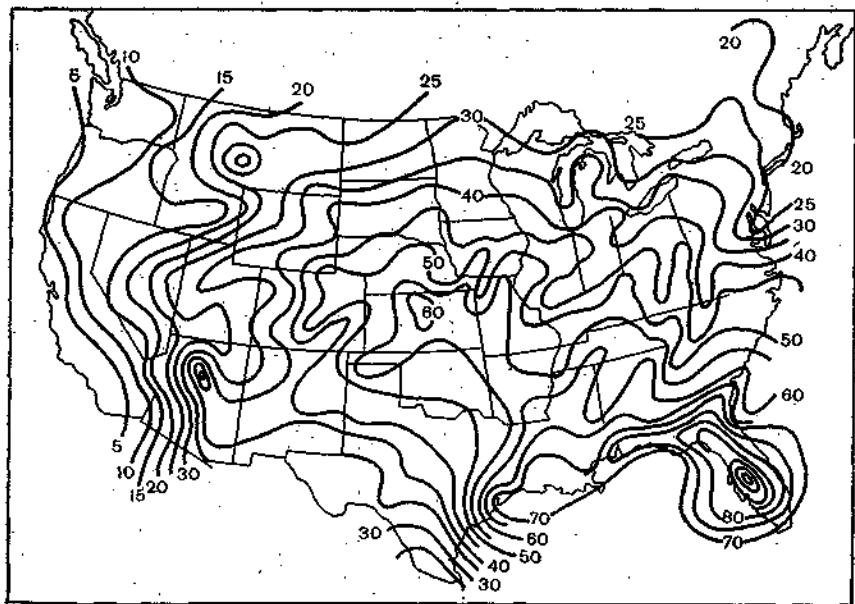


Рис. 7.1. Повторяемость дней с грозой по территории США [213].

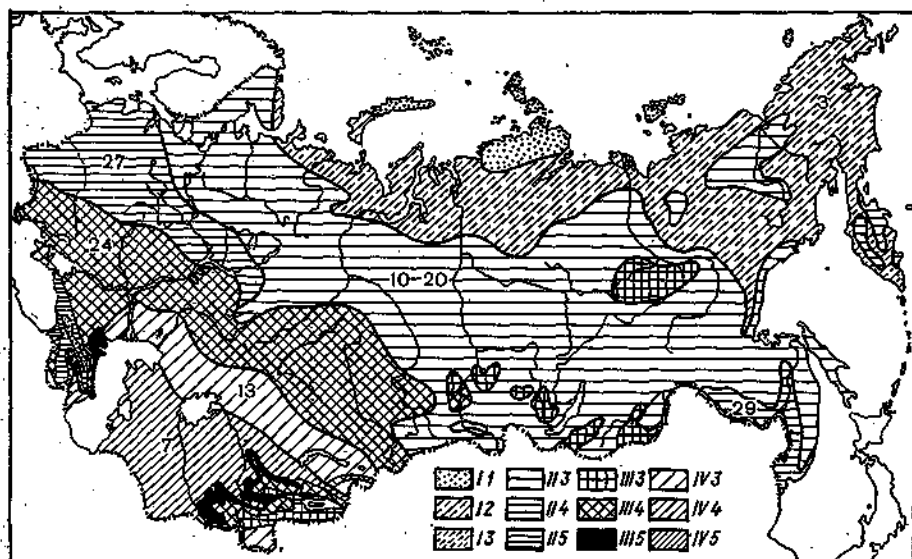


Рис. 7.2. Характеристика грозовой деятельности в различных климатических зонах СССР [129].

Климатическая классификация по М. И. Будыко: I — избыточно влажный, II — влажный, III — недостаточно влажный, IV — сухой; лето: 1 — очень холодное, 2 — холодное, 3 — умеренно теплое, 4 — теплое, 5 — очень теплое.

1) радиолокационная структура поля характеристик (H , $z_{\max}$, S) кучево-дождевых облаков с осадками (грозы, ливни, град) едина для всех регионов; меняется только вероятность появления Сб, которая определяется географическими особенностями района наблюдений;

2) на основании распределений осадков по их интенсивности регионы делятся на морские субтропические, с континентальным и морским характером изменения температуры воздуха, средиземноморские и пустыни;

3) для проверки информации МРЛ о высоте конвективных облаков используются рассчитанные по методу частицы значения высоты уровня конвекции (если нет сравнительных самолетных наблюдений) и высоты тропопаузы в районе наблюдений.

Естественно, что наиболее полно в специальной литературе приведены сведения о параметрах гроз, опасных для авиации. Согласно [148], грозы, существенно осложняющие полеты (продолжающиеся над пунктом более часа и сопровождающиеся порывами ветра более 8 м/с и выпадением осадков более 5 мм), возможны лишь при температуре на уровне верхней границы облака ниже -27°C , мощности облака более 480 гПа и максимальной скорости конвективного потока более 10 м/с.

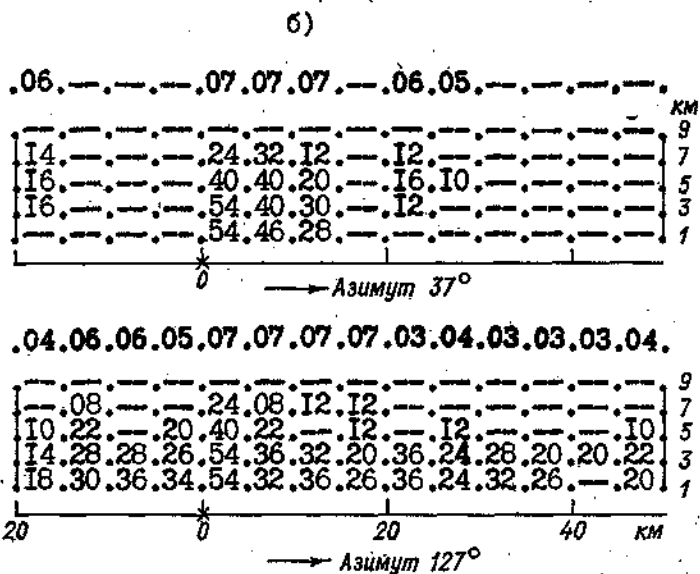
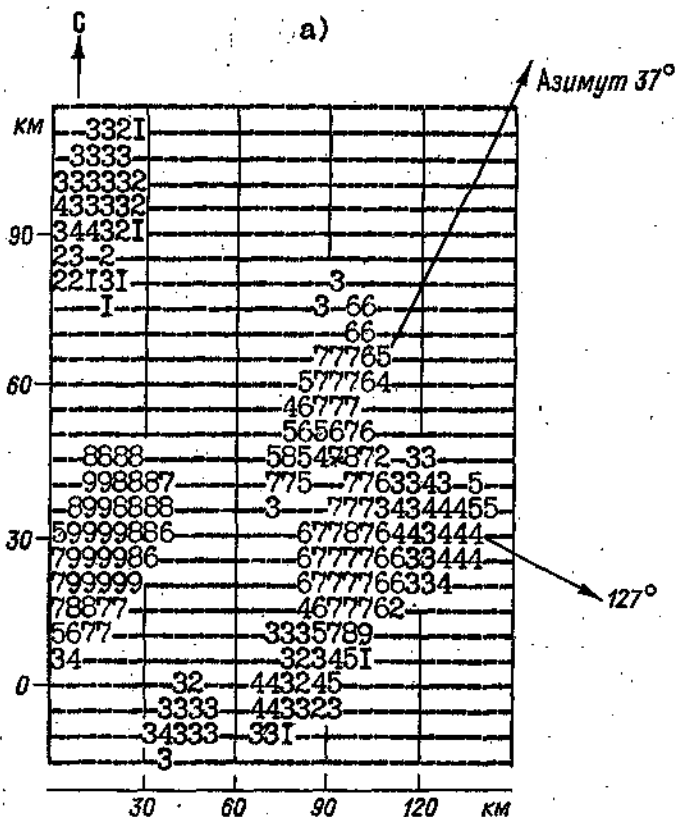
В научной периодике США [172] наиболее опасными считаются грозы, сопровождающиеся градом (диаметром более 1,9 см), штормовым ветром ($v \geq 25$ м/с) и смерчами (торнадо). Высоты радиоэха таких гроз превышают 10—11 км; высоты радиоэха гроз, обладающих разрушительной силой, превышают 15—16 км.

Таким образом, однородности радиолокационных данных для климатологических исследований можно достичь путем предварительной классификации информации МРЛ по характеру явления (грозы, град, ливень, обложные осадки); по климатическим особенностям района их появления (континентальный, тропический, морской климат и т. д.); по структуре (одно-, мульт- и суперячейковые); по удалению от МРЛ (до 50, 50—100, 100—200 км); по потенциалу МРЛ с учетом длины волны (3, 5 и 10 см); по применяемой методике измерений параметров облаков; по топографическим особенностям района наблюдений. В сущности только такая классификация с учетом объема выборки позволит получить сопоставимые данные и провести их климатологический анализ.

7.2. Статистические зависимости между высотой радиоэха конвективных облаков и интенсивностью осадков

7.2.1. Изменение отражаемости облаков с высотой по данным автоматизированных радиолокационных измерений

Влияние выбора метода измерений и обработки радиолокационной информации на характер статистических зависимостей проиллюстрируем путем сравнительного анализа данных неавтоматизированных и автоматизированных наблюдений.



Алгоритм измерения z на специализированном вычислителе ААОМ и комплексах МРЛ—ЭВМ [62] описывается формулой (2.23) для квадрата 30×30 км или 5×5 км. Как показано в [62, 75, 76], значение мощности отраженного сигнала (P_i), измеренное ААОМ, зависит от размера объема измерения ($1 \text{ км} \times \theta^\circ$) и пространственного распределения z в этом объеме. Медианное значение разности величин P_i , полученных по формулам (1.43) и (2.23), не превосходит 3 дБ. Если же размеры «ядра» $z_{\max}$ превышают размеры объема измерения, то эта разность может быть меньше 3 дБ или равна нулю.

На рис. 7.3 представлен образец одной из возможных форм представления информации, полученной с комплексов МРЛ—ЭВМ. На них приведено распределение максимальной высоты РКО в северо-восточном квадранте по квадратам 5×5 км и вертикальное распределение отражаемости до высоты 10 км по 2-километровым слоям.

Для численного эксперимента [75] были выбраны результаты наблюдений за 6 дней с грозами и ливнями. Отбирались реализации радиоэха в радиусе 160 км от МРЛ, полученные через каждые 30 мин, которые считаются независимыми. В каждой реализации не обрабатывались данные в том квадрате 5×5 км, в котором выполнялись два условия: $H \leq 3$ км и $\lg z_1 \leq 0$ ($I \leq \leq 0,5$ мм/ч), где z_1 — отражаемость в слое 0—2 км. Такой подход в ряде ситуаций исключал или существенно уменьшал зависимость от расстояния измеряемых параметров радиоэха и повышал однородность реализации. В каждой реализации обрабатывались максимальная высота радиоэха (H), значения отражаемости (z) по 2-километровым слоям, середины которых находились на высотах 1, 3, 5, 7 и 9 км. Для увеличения степени однородности радиолокационные характеристики были сгруппированы по четырем градациям отражаемости z_1 и интенсивности осадков (слабые, умеренные, сильные, очень сильные) и по четырем интервалам высоты H .

В табл. 7.2 приведены статистические характеристики H по градациям I и $\lg z_1$. Из табл. 7.2 следует, что средняя высота радиоэха H увеличивается при переходе от градации к градации на 0,7—0,8 км от 6,2 км (I градация) до 8,35 км (IV градация). Коэффициент вариации K_v уменьшается с ростом H и номера градации от 0,31 до 0,20. Повторяемость РОЗО убывает по мере воз-

Рис. 7.3. Радиолокационная информация, поступившая с комплекса МРЛ—ЭВМ 21 июля 1981 г. в 9 ч 37 мин (время московское): поле максимальной высоты радиоэха H (км) конвективной облачности с грозами в северо-восточном квадранте по квадратам 5×5 км (а) и вертикальное распределение отражаемости (z_a дБ з) по 2-километровым слоям (б).

Вертикальные разрезы выполнены через квадрат 5×5 км с наибольшим значением $z_{\max}$ в поле РКО параллельно (азимут 37°) и перпендикулярно (азимут 127°) направлению перемещения РКО; полужирные цифры на рис. б — значения H (км) вдоль разрезов.

Статистические характеристики высоты радиозха H (км) по градациям отражаемости и интенсивности осадков 1981 г.
(по квадратам 5×5 км)

Номер градации	I мм/ч	$\lg z_a$	z_9 дБ з	$\bar{H}$ км	σ_H км	K_a	σ_H^2 км ²	As	E	Число случаев	Повторяемость
I	0,5—3,0	0,0—1,2	18—30	6,20	1,89	0,31	3,58	0,63	—0,43	7 123	0,640
II	4,0—33	1,3—2,8	31—46	6,91	1,99	0,29	3,96	0,34	—0,61	3 713	0,333
III	34—69	2,9—3,3	47—51	7,73	1,86	0,24	3,47	—0,35	—0,79	223	0,020
IV	70—150	3,4—4,0	52—58	8,35	1,69	0,20	2,85	—0,64	—0,58	77	0,007
I—IV	0,5—150	0,0—4,0	18—58	6,48	1,97	0,30	3,87	0,50	—0,59	11 136	1,000
I—II	0,5—33	0,0—2,8	18—46	6,44	1,96	0,30	3,83	0,53	—0,53	10 836	0,973
III—IV	34—150	2,9—4,0	47—58	7,89	1,84	0,23	3,38	—0,43	—0,75	300	0,027
II—IV	4,0—150	1,3—4,0	31—58	6,99	2,00	0,29	3,99	0,28	—0,68	4 013	0,360

Примечание. K_a — коэффициент вариации, As — асимметрия, E — эксцесс.

растания I и $\lg z_1$ от 0,64 (I градация) до 0,007 (IV градация). Этот факт не противоречит общим закономерностям распределения осадков по их интенсивности в районе наблюдений. В интервал $\bar{H} = H \pm \sigma_H$ попадает 86,5 % измерений H для I градации, 75,8 % — для II, 81,7 % — для III и 82,5 % — для IV градации.

На рис. 7.4 приведена повторяемость различных значений H для четырех градаций I и $\lg z_1$, указанных в табл. 7.2. Если для слабых и умеренных осадков полученное распределение ближе к гамма-распределению, то для III и IV градаций оно близко к нормальному распределению (как для гроз и ливней по квадра-

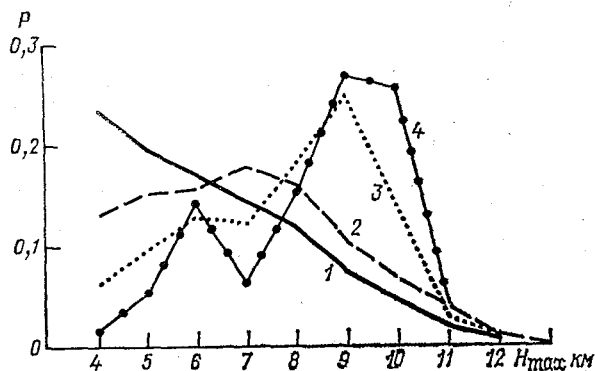


Рис. 7.4. Повторяемость P различных значений максимальной высоты радиозха $H_{\max}$ по квадратам 5×5 км для четырех градаций отражаемости $\lg z_{1a}$ осадков по данным МРЛ в слое 0—2 км.

- 1) $\lg z_{1a} \leq 1,2$; 2) $\lg z_{1a} = 1,2 \dots 2,8$; 3) $\lg z_{1a} = 2,9 \dots 3,3$;
4) $\lg z_{1a} > 3,3$.

там 30×30 км). Модальные значения H составили для I градации — 4 км, для II — 7 км, для III и IV — 9 км. Если рассматривать распределение высоты в зависимости от номера градации, то для всех $H \leq 10$ км модальное значение приходится на I градацию, а для $H = 11 \dots 12$ км — на II градацию. Исключив все H , принадлежащие I градации, получим распределение H , близкое к нормальному с модальным значением H , равным 7 км (последняя строка в табл. 7.2).

Результаты наблюдений на комплексе ААОМ также представляли собой данные о H и z на пяти уровнях (от 0 до 10 км), но по квадратам 30×30 км. Наблюдения проводились на ААОМ в Белоруссии и в п. Воейково в 1971—1979 гг. [62]. В выборку вошли только те радиолокационные данные, которые подтвердились данными метеостанций. Для увеличения степени однородности статистических выборок и уменьшения вариации измеряемых величин исходные данные были сгруппированы по степени опасности явлений, сопровождающих облачность (грозы, ливни, обложные осадки). В свою очередь радиолокационные характери-

стики дополнительно группировались по трем градациям высот (< 8 км, $8-9$ км, ≥ 10 км). Тем не менее надо признать, что, несмотря на такую группировку, первичные данные остаются заметно неоднородными, и этот факт безусловно влияет на надежность статистических выводов.

Для сопоставления радиолокационных данных и данных метеостанций проводился расчет интенсивности осадков I по измеренным значениям z с помощью формулы (2.6). Независимо от высоты расположения слоя, в котором измерялась отражаемость, принималось, что во всех слоях облака (даже в тех, где могут находиться только кристаллические частицы) расчет проводился для водяных частиц.

В табл. 7.3 приведены статистические характеристики $\lg z_a$ по данным измерений на ААОМ, отнесенные к 2-километровым слоям, для гроз, ливней и обложных осадков. Из табл. 7.3 можно сделать следующие выводы:

среднее значение $\lg z_a$ убывает с высотой для каждого из трех типов явлений, что соответствует данным неавтоматизированных наблюдений (см. табл. 1.9);

Таблица 7.3

Статистические характеристики логарифма отражаемости ($\lg z_{az}$) гроз, ливней, обложных осадков и их распределение по 2-километровым слоям

h_i км	$\overline{\lg z_{az}}$	$\sigma \lg z_a$	K_σ	As	E	ΣN	$\bar{z}_a$ дБ z	Закон распределения
<i>Грозы</i>								
1	2,67	0,99	0,37	-1,41	5,64	2716	44,7	Пирсона III типа
3	2,63	0,79	0,30	-0,64	3,18	3641	44,3	То же
5	2,08	0,90	0,43	0,41	-0,19	3764	38,8	Нормальный
7	1,31	1,08	0,82	0,72	-0,10	3804	31,1	Логнормальный
9	0,9	1,3	1,44	-0,01	0,23	2060	27,0	То же
<i>Ливни</i>								
1	1,78	0,96	0,54	-0,06	-0,02	4036	35,8	Нормальный
3	1,56	0,78	0,5	0,37	-0,19	5501	33,6	Логнормальный
5	0,66	0,53	0,81	1,04	3,69	5682	24,6	Гамма-распределение
7	0,1	0,43	4,15	0,17	12,25	1727	18,1	То же
9	-0,58	0,96	-1,65	-1,05	0,74	208	12,2	Не определен
<i>Обложные осадки</i>								
1	0,96	0,97	1,0	0,82	0,95	7464	27,6	Логнормальный
3	0,61	0,87	1,44	0,1	3,72	5717	24,1	Пирсона III типа
5	-0,25	0,7	-2,8	-0,97	9,67	1010	17,75	Гамма-распределение
7	-0,43	0,51	-1,17	-0,95	9,06	246	13,7	Не определен
9	-0,97	0,75	-0,77	-0,14	-1,0	101	8,3	То же

Примечание. h_i — высота середины слоя.

среднее значение $\overline{\lg z_0}$ для гроз примерно на 0,9—1,0 больше, чем для ливней, и на 1,5—2,0 больше, чем для обложных осадков; медианное значение $\overline{\lg z_0}$ для уровня 1 км (середина слоя, на котором измеряются осадки) равно для гроз 2,4, для ливней — 1,4, для обложных осадков — 0,4;

коэффициент вариации возрастает с уменьшением $\overline{\lg z_0}$ и, таким образом, для гроз является наименьшим;

среднее квадратичное отклонение примерно одинаково для всех типов явлений.

Выравнивание эмпирических кривых распределений частот по теоретическим законам показывает, что лучше всего для этого использовать законы распределения, тесно связанные с нормальным: Пирсона III типа, гамма-распределение, логнормальный закон (уравнения (7.2)—(7.4)). Предполагалось, что эмпирическая кривая согласуется с теоретической при вероятности согласия более 0,95. За критерий согласия был принят критерий Колмогорова:

$$\lambda_0 < \lambda_T = q \sqrt{N} = 1,36, \quad (7.1)$$

где $q = \max |F^*(x) - F(x)|$, $x = (\lg z_0 - \overline{\lg z_0})/\sigma$, $F^*(x)$ и $F(x)$ — интегральная плотность вероятности для экспериментального и теоретического распределений.

Представим теоретические распределения в аналитическом виде

кривая Пирсона III типа

$$f(x) = \frac{\gamma^\gamma}{\Gamma(\gamma)(x-l)} \left(\frac{x-l}{x-l}\right)^{\gamma-1} \exp\left\{-\gamma\left(\frac{x-l}{x-l}\right)\right\}, \quad (7.2)$$

$$x < l, \quad l = \bar{x}(1 - 2K_v/As), \quad \gamma = \frac{4}{As^2},$$

где As — асимметрия, K_v — коэффициент вариации (см. табл. 7.3); гамма-распределение

$$f(x) = \begin{cases} \frac{\gamma^\gamma}{\Gamma(\gamma)x} \left(\frac{x}{x}\right)^{\gamma-1} \exp\left(-\gamma\frac{x}{x}\right), & x > 0, \\ 0, & x \leq 0, \end{cases} \quad (7.3)$$

где $\gamma = (\bar{x}^2/\sigma^2)$;

логнормальное распределение

$$f(x) = \begin{cases} \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(\ln x - \bar{x})^2}{2\sigma^2}\right\}, & x > 0, \\ 0, & x \leq 0. \end{cases} \quad (7.4)$$

Пользуясь формулами (7.2) — (7.4), по значениям x , σ_x , As , E , приведенным в табл. 7.3, можно для конкретной задачи построить распределение $\lg z_a$ на любом уровне h_i .

В табл. 7.4 приведены средние значения $\lg z$ и I (мм/ч), отнесенные к середине 2-километровых слоев, полученные по данным

Таблица 7.4

Средние значения радиолокационных характеристик $\overline{\lg z_a}$ и $\overline{I}$ (мм/ч) гроз, ливней и обложных осадков в 2-километровом слое, полученные для трех диапазонов максимальных высот радиозахвата H (км) по данным ААОМ—МРЛ

H км	Характеристика	h _i км					Число случаев
		1	3	5	7	9	
Грозы							
<8	lg z	2,45	2,44	1,74	0,67	—	1670
	I	30	24,3	9,6	2,4	—	
8—9	lg z	2,59	2,64	2,03	1,37	0,38	1016
	I	42,7	38,2	19,2	7,9	1,8	
≥10	lg z	3,07	2,94	2,66	2,21	1,45	1097
	I	75,5	62	52,5	25,9	17,8	
Весь диапазон	lg z	2,67	2,63	2,08	1,31	0,9	3783
	I	46,83	38,6	24,4	13,5	9,6	
Ливни							
<8	lg z	1,78	1,57	0,66	0,07	—	5423
	I	15,5	9,5	2,0	0,7	—	
8—9	lg z	1,74	1,4	0,62	0,2	—0,39	217
	I	17,9	7,6	1,3	1,7	0,42	
≥10	lg z	1,9	1,51	0,67	0,26	—1,21	75
	I	18,6	7,3	1,4	0,75	0,27	
Весь диапазон	lg z	1,78	1,56	0,66	0,1	—0,58	5715
	I	18,57	7,33	1,43	0,75	0,27	
Обложные осадки							
<8	lg z	0,95	0,59	—0,4	—0,56	—	7244
	I	7,1	3,4	0,6	0,25	—	
8—9	lg z	1,51	1,07	0,45	—0,22	—0,98	220
	I	11,8	4,8	1,2	0,5	0,2	
Весь диапазон	lg z	0,96	0,61	—0,25	—0,43	—0,97	7464
	I	7,30	3,42	0,74	0,34	0,20	

ААОМ для трех градаций H . Из табл. 7.4 следует, что увеличение H вызывает увеличение $\lg z_a$ и I (мм/ч). В первых двух слоях ($h_i=1$ и 3 км), т. е. до высоты нулевой изотермы в этих широтах, $\bar{z}(h)$ практически не меняется с высотой. Для практического применения результатов табл. 7.4 были подобраны аналитиче-

ские выражения, аппроксимирующие вертикальные профили $\overline{\lg z(h_i)}$ и $I(h_i)$ в следующем виде:

$$\frac{\overline{\lg z_a}}{\lg z_{a \max}} = C_0 + C_1 h + C_2 h^2, \quad (7.5)$$

$$\frac{\bar{I}}{I_{\max}} = C'_0 + C'_1 h + C'_2 h^2. \quad (7.6)$$

Значения коэффициентов аппроксимирующего полинома приведены в табл. 7.5.

Таблица 7.6

Значения коэффициентов аппроксимирующего полинома для зависимостей $\bar{z}(h)$ и $\bar{I}(h)$ (мм/ч)

H км	$\overline{\lg z_a}$			$\bar{I}$ мм/ч		
	C_0	C_1	C_2	C'_0	C'_1	C'_2
<i>Грозы</i>						
<8	0,94	0,09	-0,03	1,17	-0,14	-0,003
8—9	0,98	0,04	-0,01	1,20	-0,15	0,002
>10	0,98	0,02	-0,01	1,05	-0,06	-0,004
Весь диапазон	1,06	-0,03	-0,01	1,18	-0,15	0,004
<i>Ливни</i>						
<8	1,10	-0,06	-0,01	1,32	-0,32	0,02
8—9	1,15	-0,13	-0,002	1,31	-0,36	0,02
>10	1,03	-0,03	-0,02	1,32	-0,37	0,02
Весь диапазон	1,16	-0,12	-0,006	1,33	-0,33	0,02
<i>Обложные осадки</i>						
<8	1,46	-0,4	0,01	1,38	-0,40	0,03
8—9	1,14	-0,13	-0,01	1,31	-0,36	0,02
Весь диапазон	1,35	-0,31	0,01	1,33	-0,36	0,02

Применение табл. 7.4 и 7.5 требует дополнительных комментариев. Для получения среднего значения $I(h_i)$ для каждого измеренного значения $\lg z_i$ по формуле (2.6) было рассчитано I_i и затем определялось $\bar{I}$ в каждом слое h_i . Такая операция была необходима, поскольку $-\lg z_a \neq \lg \bar{z}_a$.

Как следует из табл. 7.4, при изменении соотношения $z-I$ величина I может уменьшиться в два раза. При расчетах I по измеренному z всегда приходится учитывать погрешность отдельного измерения, равную ± 3 дБ z . Из анализа этой погрешности

и погрешности за счет ослабления радиоволн в осадках видно, что наилучшую оценку I дает среднее значение I каждой градации интенсивности осадков (слабая, умеренная, сильная, очень сильная). При этом надо учитывать, что в грозах осредненные значения $z_{\max}(h_i)$ не всегда соблюдаются.

Для этого рассмотрим распределения градиента $\text{grad} \lg z$ в слое 3—5 км (рис. 7.5). На рис. 7.5 приведены распределения $\text{grad} \lg z = (\Delta \lg z / \Delta h) = (\lg z_3 - \lg z_5) / 2$ (дБ/км) по данным ААОМ для гроз, ливней и обложных осадков при изменении кри-

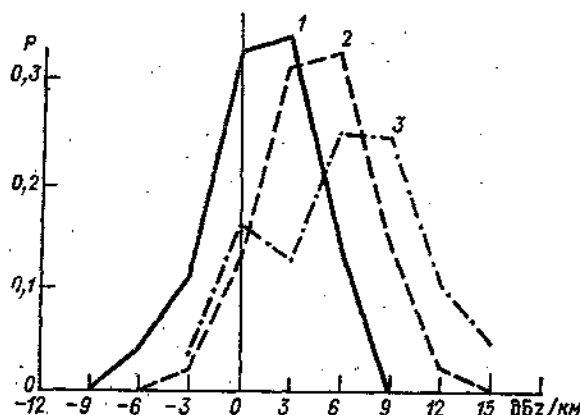


Рис. 7.5. Повторяемость P различных значений вертикального градиента отражаемости в слое 3—5 км для $Y = N \lg z_3 = 8 \dots 12$.

1 — грозы, 2 — ливни, 3 — обложные осадки.

терия $Y = N \lg z_3$ от 8 до 12. Из рис. 7.5 следует, что в грозах $\Delta \lg z / \Delta h \leq 0$ и составляет 49 %, в ливнях — 17 %, в обложных осадках — 20 %. Если взять статистическую выборку, включающую все возможные значения Y , то только для 11 % гроз, 6 % ливней и 6 % обложных осадков $\text{grad} \lg z > 0$. Из рис. 7.5 следует, что в остальных случаях $\lg z_3 > \lg z_5$, что подтверждается и осредненными данными, приведенными в табл. 7.4 и 7.5.

Модальное значение вертикального градиента $\lg z$ в слое 3—5 км для гроз составляет 3 дБ/км, для ливней 6 дБ/км, для обложных осадков 6—9 дБ/км (см. рис. 7.5). Если же взять всю статистическую выборку, то для гроз и ливней модальное значение градиента в слое 3—5 км равно 3 дБ/км, а для обложных осадков 6 дБ/км.

Сравним параметры распределений $\lg z$ для автоматизированных и неавтоматизированных измерений [62] (табл. 7.3, 7.4 и 7.6). Особенность выборок неавтоматизированных измерений $\lg z$ в грозах состоит в том, что не менее 85 % объема выборки

Таблица 7.6

Статистические характеристики высоты H (км), отражаемости $\lg z_a$ и интенсивности осадков I (мм/ч) для гроз, ливней, обложных осадков по данным неавтоматизированных наблюдений на МРЛ

Характеристика	$\bar{x}$	σ_x	K_v	As	E	Σ_N	Закон распределения
<i>Грозы</i>							
H	9,01	1,77	0,20	0,03	-0,63	12 481	Нормальный
$\lg z_a$	2,33	0,75	0,32	0,48	0,07		Логнормальный
I	27,4	4,6	1,67	4,52	24,3		Гамма-распределение для $\ln I$
<i>Ливни</i>							
H	6,01	1,86	0,31	0,36	0,01	6783	Нормальный
$\lg z_a$	1,15	0,83	0,72	0,11	0,14		Пирсона III типа
I	5,54	11,9	2,14	3,3	30,2		Нормальный
<i>Обложные осадки</i>							
H	5,41	1,85	0,34	0,16	-0,41	1018	Нормальный
$\lg z_a$	0,87	0,68	0,78	1,01	0,69		Гамма-распределение
I	3,27	5,89	1,8	5,59	41,3		Полином III степени для $\ln I$

составляют данные измерения $\lg z_3$ в слое $h_i=5$ км, а остальные 15 % — в слое $h_i=3$ км. Как и ожидалось, исходя из алгоритмов измерений, значения средних больше для неавтоматизированных наблюдений, в то время как модальные значения больше для данных ААОМ. Для ливней отмечается обратное. Здесь, по-видимому, надо учесть тот факт, что в ливнях при неавтоматизированных наблюдениях в основном измеряется $\lg z_3$, в то время как при измерении с помощью ААОМ — $\lg z_1$ [23]. В случае обложных осадков модальные значения при автоматизированном и неавтоматизированном способах получения данных совпадают, в то время как средние значения $\lg z$ для ААОМ больше. Это можно объяснить только неоднородностью исходных выборок в неавтоматизированных измерениях.

По-видимому, интенсивность обложных осадков и $\lg z$ по данным неавтоматизированных наблюдений ближе к значениям, полученным по данным метеостанций, и не выходит за пределы I и II градаций интенсивности в табл. 7.2, в то время как данные ААОМ дают несколько завышенные значения. Для распределения $\ln I$ в обложных осадках по данным табл. 7.6 можно подобрать аппроксимирующую зависимость, удовлетворяющую критерию Колмогорова. Она описывается полиномом третьей степени:

$$f(\ln I) = 0,362 - 0,203 \ln I + 0,038 (\ln I)^2 - 0,002 (\ln I)^3. \quad (7.7)$$

Оценка по данным МРЛ экстремальной ($I_{\text{экс}}$) и средней ($I_{\text{ср}}$) максимальных мгновенных значений интенсивности осадков конвективного происхождения (грозы и ливни) в зависимости от высоты $H_{\text{гл}}$ радиоэха Сб над квадратом 30×30 км

H км	Цифра кода РАДОВ	Повторяемость (%) $H_{\text{гл}}$ в вы- борке	$I_{\text{экс}}$ мм/ч	$I_{\text{ср}}$ мм/ч
3	1	2,61	10	2,4
4—5	2	11,31	12	3,0
6—7	3	26,54	25	5,5
8—9	4	29,4	47	10,0
10—11	5	24,03	65	16,0
12—13	6	5,97	92	23,0
14—15	7	0,13	120	30,0

Примечание. $I_{\text{экс}}$ соответствует 95 %-ному уровню повторяемости в выборке I.

Таким образом, можно считать, что полученные статистические характеристики $\lg z$ и I для автоматизированных и неавтоматизированных наблюдений с учетом всех особенностей получения исходных данных и их интерпретации несколько разли-

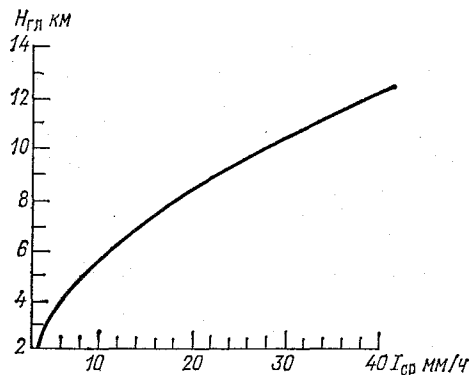


Рис. 7.6. Зависимость максимальной высоты радиоэха гроз и ливней ($H_{\text{гл}}$) от осредненной интенсивности осадков ($I_{\text{ср}}$) (12 481 измерение).

чаются, однако эти различия не выходят за пределы погрешностей радиолокационных измерений z .

В работе [67] на основе экспериментальных данных неавтоматизированных наблюдений, полученных в центре ЕТС, предложена статистическая зависимость максимальной высоты радиоэха $H_{\text{гл}}$ гроз и ливней над площадкой 30×30 км от средней интенсивности осадков $I_{\text{ср}}$ и отражаемости z . Она получена методом скользящего среднего по 3-километровым слоям $H_{\text{гл}}$ (рис. 7.6, формула (7.9) и табл. 7.7, формула (7.8)). Из рис. 7.6 видно, что с увеличением $I_{\text{ср}}$ растет $H_{\text{гл}}$. Аналитическое выражение для

аппроксимирующего полинома в случае осредненных зависимостей $\overline{\lg z_a(H_{гл})}$ и $I_{ср}(H_{гл})$ (мм/ч) гроз и ливней имеет вид

$$\overline{\lg z_a(H_{гл})} = 0,726 + 0,105H_{гл} + 0,01H_{гл}^2 - 0,001H_{гл}^3, \quad (7.8)$$

$$I_{ср}(H_{гл}) = 4,1 - 0,484H_{гл} + 0,313H_{гл}^2 - 0,003H_{гл}^3. \quad (7.9)$$

Средние арифметические значения $\overline{\lg z_a}$ и $I_{ср}$ равны соответственно 1,93 и 10,02 мм/ч. Максимальное относительное отклонение аппроксимирующих кривых от экспериментальных для $\overline{\lg z_a}$ составляет 3,6 %, а для $I_{ср}$ — 7,4 %.

Оценим на экспериментальных данных с помощью (7.8) наибольшую величину $I_{экс}$ гроз и ливней над площадью 30×30 км. В соответствии со способом получения данных, это будет оценка наибольшей интенсивности конвективных осадков, выпадающих в любой точке квадрата 30×30 км и занимающих площадь не менее $1 \text{ км} \times 0^\circ$. Как следует из табл. 2.5 и 2.17, над дождемером $I_{экс}$ будет сохраняться не более 2,5 мин и протяженность зоны составит не более 5 км. За $I_{экс}$ при заданном $H_{гл}$ примем интенсивность осадков, характеризующуюся $\lg z_{a \text{ экс}} = \lg z_a(H_{гл}) + \sigma_{\lg z_a(H_{гл})}$, где $\sigma_{\lg z_a(H_{гл})}$ — среднее квадратичное отклонение (СКО). Величина СКО получена по экспериментальным данным табл. 3 в работе [67], объем выборки составил 19 219 измерений, $I_{экс}$ соответствует уровню повторяемости 95 % выборки $H_{гл}$. Расчет $I_{экс}$ по z_a проводился по соотношению 2 табл. 2.7.

Таблица 7.8

Статистические параметры распределений и зависимости между высотой (км) радиозаха гроз (H_r) и гроз и ливней ($H_{гл}$), их отражаемостью ($\lg z_a$) и интенсивностью осадков I (мм/ч)

№ п/п	Явление или сочетание явлений	Уравнение линейной регрессии (прямое и обратное)	Ошибка регрессии $\pm S_{yx}$	Среднее арифметическое значение	СКО	Коэффициент вариации	Количество явлений
1	Грозы	$\bar{H} = 0,34 \lg z + 8,22$ $\overline{\lg z} = 0,06 H_r + 1,79$	1,74 0,74	9,01 2,33	1,77 0,75	0,20 0,32	12 481
2	Грозы	$\bar{H} = 0,011 + 8,79$ $\bar{I} = 3,05 H_r + 1,82$	1,74 35,6	9,01 29,32	1,77 36,05	0,20 1,23	12 481
3	Грозы	$\bar{H} = 0,46 \lg z_3 + 8,11$ $\overline{\lg z_3} = 0,1 H_r + 1,59$	1,79 0,83	9,26 2,50	1,86 0,85	0,20 0,40	792
4	Грозы и ливни	$\bar{H} = 0,77 \lg z_3 + 7,01$ $\overline{\lg z_3} = 0,18 H_{гл} + 0,63$	1,83 0,87	8,66 2,15	1,98 0,94	0,23 0,44	1 199
5	Грозы и ливни	$\overline{\lg z_3} = 0,63 \lg z_2 + 0,52$ $\overline{\lg z_2} = 0,74 \lg z_3 + 0,96$	0,77 0,70	2,11 2,52	0,98 1,06	0,46 0,42	840

Результаты расчета представлены в табл. 7.7. Из таблицы следует, что $I_{\text{экс}}$ превышает $I_{\text{ср}}$ в 3—6 раз в зависимости от величины $I_{\text{ср}}$. Данные табл. 7.7 позволяют наглядно представить, в каких пределах изменяются интенсивности $I_{\text{экс}}$ и $I_{\text{ср}}$ конвективных осадков в зависимости от типа явления и высоты его радиоэха. В первом приближении эти оценки можно использовать в практической работе.

Для этой же цели служат уравнения линейной регрессии, помещенные в табл. 7.8. Они получены для выборок гроз, а также гроз и ливней ($H_{\text{г}}$, $H_{\text{г+л}}$, $\lg z_3$, $\lg z_2$) по неавтоматизированным данным в разных районах ЕТС.

Нетрудно заметить, что табл. 7.7 и 7.8 дают практически одинаковые оценки $I_{\text{ср}}$, $\overline{\lg z}$, $H_{\text{г}}$ и $H_{\text{г+л}}$ несмотря на то, что экспериментальные данные получены для разных районов. Автоматизированные данные позволяют найти более надежные зависимости $\bar{z}(H_{\text{г}})$ и $\bar{z}(H_{\text{г+л}})$, поскольку всегда есть уверенность в надежности величины z_{max} .

7.2.2. Радиолокационная статистическая модель конвективной ячейки

Несколько иной подход к отысканию связи $H—I$ применен в работах [201, 202]. По экспериментальным данным (МРЛ с $\lambda = 10,7$ см) была построена статистическая модель конвективных ячеек с дождем, которая учитывает пространственное распределение интенсивности осадков по площади и по высоте с оценкой их повторяемости.

По радиолокационным наблюдениям конвективные ячейки разбивались на группы по значению их отражаемости z_1 в слое 0—2 км. В качестве вертикальной и горизонтальной границ ячеек была выбрана изолиния $z_0 = 30$ дБ z ($I = 3$ мм/ч). Такой подход позволяет сравнивать ячейки Сб с учетом их повторяемости в разных физико-географических районах. При анализе было отмечено, что с увеличением z_1 и I растет и высота ячеек H_{max} , а также вертикальная протяженность зоны от поверхности Земли до уровня $H \geq H_0$ °С, в которой z мало меняется с высотой. Профили $\bar{z}(H)$ и $z_{\text{мед}}(H)$ практически неизменны до высоты 4—5 км (уровня нулевой изотермы в районе наблюдений). Статистическая модель ячейки Сб, построенная по данным радиолокационных измерений, представлена на рис. 7.7 а—е.

На рис. 7.7 а приведены линеаризованные вертикальные профили «ядра» отражаемости z_{max} для каждой группы ячеек через 5 дБ z . Над высотами, которых достигали ячейки за 50 % времени их наблюдений, $z(H)$ обозначены пунктиром. Средний градиент отражаемости равен $-3,25$ дБ $z/\text{км}$. На верхней шкале дана интенсивность осадков I мм/ч, рассчитанная по формуле (2.6).

На рис. 7.7 б изображена модель медианной ячейки Сб в координатах $H—D_0$ с использованием в статистической выборке

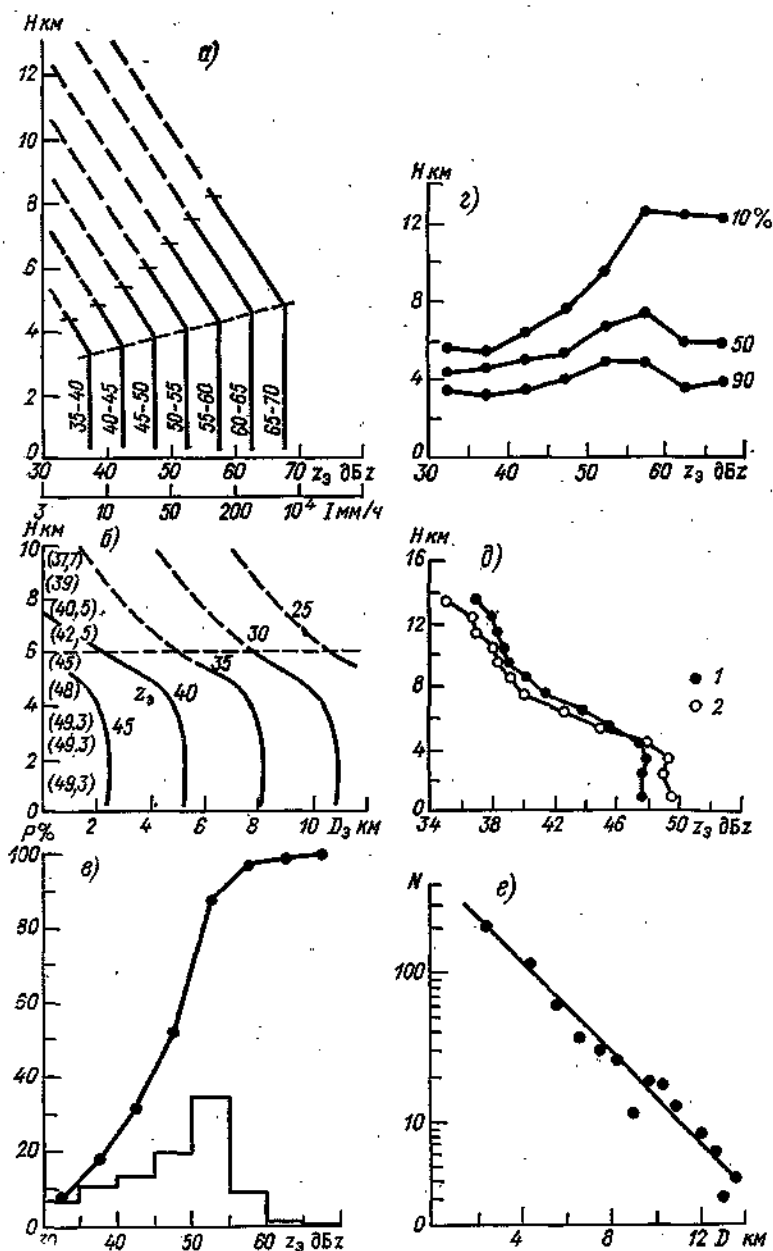


Рис. 7.7. Статистическая радиолокационная модель ячейки осадков [202].

всех наблюдавшихся ячеек Сб. Медианные значения $z_{\max}$ приведены вдоль ординаты в скобках.

На рис. 7.7 в приведена повторяемость максимальной отражаемости $z_{\max}$ ячеек в слое 0—2 км для всех наблюдавшихся ячеек Сб.

На рис. 7.7 г изображена зависимость изменения вероятности наблюдения ячеек Сб с $z_{\max}$, достигающих определенной высоты H (см. также рис. 7.9, кривая 1).

На рис. 7.7 д нанесены вертикальные профили среднего (1) и медианных (2) значений $z_{\max}$ конвективной ячейки. В выборке, по которой построены $z_{\text{ср}}(H)$ и $z_{\text{мед}}(H)$, использованы значения z во всех наблюдавшихся ячейках Сб.

На рис. 7.7 е дано распределение числа ячеек N по диаметру D . За диаметр D ячейки принят диаметр зоны, на внешнем контуре которой $z_0 = 10$ дБ: $D = \sqrt{S/\pi}$, где S — площадь зоны. Для 554 ячеек Сб распределение аппроксимируется зависимостью $N = 500 \exp(-0,3D)$.

С помощью рис. 7.7 можно построить трехмерную модель конвективной ячейки с дождем и оценить вероятность ее наблюдения рис. 7.7 б. При моделировании сначала строится вертикальный профиль $z_0(H)$ при выбранной или заданной повторяемости наблюдения Сб (рис. 7.7 а, г, д). На втором этапе — необходимо построить контур постоянной отражаемости вокруг $z_{\max}$, для этого выбирается медианный профиль рис. 7.7 д и задается вертикальный градиент отражаемости z_0 . При этом за диаметр круга D_{0i} , соответствующий площади S_i при заданном значении отражаемости, принимается эквивалентный диаметр ячейки ($D_{0i} = 2\sqrt{S_i/\pi}$).

7.3. Радиолокационные характеристики гроз в некоторых районах СССР

7.3.1. Зависимость радиолокационных характеристик гроз от синоптического положения

Исследования зависимости радиолокационных характеристик гроз от синоптического положения проводились неоднократно [8, 9, 92, 93, 163, 164]. Изложим их, следуя [22, 93].

В качестве основных радиолокационных характеристик Сб с грозами были выбраны следующие: максимальная высота верхней границы гроз $H_{\max}$ в квадрате 30×30 км, $\lg z_3$ и $\lg z_2$, площадь, занятая радиоэхом. Радиолокационные характеристики гроз исследовались в радиусе 100 км вокруг центрального аэропорта Киева [93]. Были рассмотрены особенности радиоэха Сб с грозами, отмеченными 12 метеостанциями штормового кольца, а также метеонаблюдателями за пятилетний период (1971—1975 гг.). Радиолокационные характеристики гроз определялись

при ежечасной работе МРЛ. Всего было рассмотрено 1785 гроз. Отдельной считалась гроза, когда интервал между окончанием предыдущей грозы и началом новой составлял не менее 30 мин. Анализ проводился для семи основных типов синоптической обстановки (см. табл. 7.9): 1) холодные фронты (включая холодные фронты с волнами при скорости их движения ≥ 15 км/ч), 2) вторичные холодные фронты, 3) фронты окклюзии, 4) теплые фронты, 5) стационарные фронты (включая все медленно движущиеся фронты при скорости их смещения < 15 км/ч), 6) внутримассовое развитие гроз при циклонической кривизне изобар у поверхности Земли, 7) внутримассовое развитие гроз при антициклонической кривизне изобар у поверхности Земли.

Средние годовые значения основных радиолокационных характеристик гроз в зоне обзора за 1971—1975 гг. представлены в табл. 7.9. Анализ табл. 7.9 позволяет сделать следующие выводы.

Таблица 7.9

Радиолокационные характеристики гроз в районе Киева

Характеристика	Значение	Синоптическая ситуация							
		Холодный фронт с волнами	Вторичный холодный фронт	Фронт окклюзии	Теплый фронт	Стационарный фронт	Циклоническое поле	Антициклоническое поле	Все ситуации
$H_{\max}$ км	мин.	4	4	5	4	3	2	6	2
	ср.	9,1	8,5	9,3	9,1	9,4	8,6	8,5	9,0
	макс.	15	13	18	14	15	15	13	18
ΔH км	мин.	-2	-2	-1,5	-2	-2	-2	-1,5	-2
	ср.	2,9	2,7	3,2	2,9	3	2,5	2,5	2,9
	макс.	9	7	10	7	9	9	7	10
ΔH_k км	мин.	6,2	5,7	6,2	6,2	7,2	6,2	5,8	7,2
	ср.	0	-0,5	-1	-0,4	-0,9	-1	-1,9	-0,6
	макс.	6,8	6,8	6,3	5,8	7,8	5,3	1,3	7,8
Повторяемость (%)		7,7	4,1	11,2	8,7	7,7	5,9	2	7,4
$H > 1$ км $\Delta H_{\text{тр}}$ км	ср.	1,1	0,7	1,2	0,9	0,9	1	0,7	0,9
	макс.	5	2	6,3	4	3,4	4	1,6	6,3
$\lg z_3$	мин.	0,2	0,8	0,2	0,2	0,2	0,8	1,2	0,2
	ср.	2,4	2,4	2,2	2,6	2,4	2,4	2,3	2,4
	макс.	4,8	0,8	4,4	4,8	5,4	4,4	4,4	5,4
$\lg z_2$	мин.	0,2	0,8	0,8	0,2	0,8	0,8	0,2	0,2
	ср.	3	3	2,6	3	2,9	3	2,9	2,9
	макс.	4,8	4,8	4,4	4,8	5,4	4,8	4,4	5,4
Y	мин.	5	7	5	5	5	5	5	5
	ср.	22,8	20,8	20,4	24,7	23,6	22,3	20,6	22,7
	макс.	50	49	50	50	50	50	45	50

По данным наблюдений за рассматриваемый пятилетний период, верхняя граница радиоэха грозовых облаков изменялась в широком диапазоне (от 2 до 18 км). Максимум повторяемости приходится на $H_{\max} = 7 \dots 12$ км. Грозы с $H_{\max} < 7$ км составляют 10 % случаев, а с $H_{\max} > 12$ км — 4 % случаев. Наибольшие значения $H_{\max}$ (17—18 км) отмечаются в зоне фронта окклюзии (2 случая). Значение $H_{\max}$ грозовых облаков при внутримассовом развитии Сб примерно на 0,5 км меньше, чем при развитии Сб на фронтальном разделе. Исключение составляют вторичные холодные фронты. Значения $H_{\max}$ гроз в основном значительно превышают $H_{-22}^{\circ\text{C}}$ (средний уровень массовой кристаллизации капель); $\Delta H = H_{\max} - H_{-22}^{\circ\text{C}} = 2,9$ км. Только в 7,4 % случаев $H_{\max} < H_{-22}^{\circ\text{C}}$.

Активность конвективных процессов, как правило, связана со степенью неустойчивости атмосферы [148, 152]. Однако по данным радиозондирования не всегда можно судить о возможности развития гроз. Так, сопоставление 1578 случаев гроз, фактически наблюдавшихся в радиусе 100 км от ст. Борисполь, с данными радиозондирования в Киеве (расстояние примерно 30 км) показало, что в 8,5 % случаев грозы наблюдались при устойчивой стратификации атмосферы (при этом учитывались лишь те случаи, когда разница между временем фиксирования грозы и временем выпуска радиозонда не превышала 3 ч). Следует заметить, что при прохождении фронта окклюзии и вторичных холодных фронтов устойчивая стратификация атмосферы не наблюдалась, а при прохождении теплых фронтов устойчивая стратификация отмечалась в 28,3 % случаев.

Сопоставление $H_{\max}$ гроз с уровнем конвекции ($\Delta H_{\text{к}} = H_{\max} - H_{\text{к}}$) показало, что радиоэхо грозовых облаков обычно достигает уровня конвекции ($\Delta H_{\text{к}} = -0,6$), а в 36,6 % случаев превышает его. Как видно из табл. 7.9, наименьшие значения $\Delta H_{\text{к}}$ отмечались при внутримассовом развитии гроз в антициклоническом поле у Земли.

По сравнению со средними значениями $H_{\max}$ средние значения отражаемости ($\lg z_2$ и $\lg z_3$) сравнительно мало различаются в разных синоптических условиях (см. табл. 7.9). Однако диапазон значений $\lg z_2$ и $\lg z_3$, отмеченных в грозовых Сб, очень широк: от 0 до 5,4. В преобладающем большинстве случаев значения $\lg z_3$ изменялось от 1,1 до 3,0. При $\lg z_3 < 1,0$ отмечено лишь 5,6 % гроз, а при $\lg z_3 \geq 3,0$ наблюдалось 24,3 % случаев гроз. Как видно из табл. 7.9, средние значения $\lg z_2$ примерно на 6 дБ выше, чем $\lg z_3$.

Средняя относительная площадь покрытия экрана ИКО МРЛ радиоэхом грозоопасных облаков в радиусе 110 км составила 18 % (из 44 радиолокационных ячеек 30×30 км, занимающих территорию района аэродрома, в среднем 8 ячеек были заняты грозоопасными очагами); при этом в случае фронтальных разделов она оказалась несколько больше, чем при внутримассовом развитии Сб. Случаи максимального покрытия территории радио-

эхом грозоопасных Сб отмечались при прохождении в районе аэродрома теплых фронтов (55,4 %), стационаровании фронта с грозами над рассматриваемой территорией (66,9 %) и при внутримассовых процессах развития конвективной облачности в циклоническом поле (53,1 %). Следует отметить, что максимальные значения площади радиоэха грозоопасных Сб отмечались в 15—21 ч, минимальные — в 6—9 ч.

7.3.2. Оценка годовых изменений средней высоты радиоэха гроз

Сопоставление значений параметров распределения максимальной высоты радиоэха гроз (среднее значение $\bar{H}$, среднее квадратическое отклонение σ_H и коэффициент вариации $K_v = \sigma_H / \bar{H}$) за грозовой сезон с характеристиками, общепринятыми в климатологии, было проведено в [59]. В качестве климатологических характеристик были выбраны средняя за три летних месяца среднесуточная приземная температура воздуха (T) в дни с грозами, зафиксированными на метеостанции, где установлен МРЛ, а также число дней с грозами (l).

После первичной обработки результатов наблюдений за грозами на выборочной сети шести МРЛ юго-запада ЕТС за 5 лет (1975—1979 гг.) (19 639 измерений H) были рассчитаны параметры распределений H по всему выбранному региону, значения абсолютных Δ (км) и относительных γ^* (%) отклонений от нормы за пять лет. Средние значения по региону обозначены скобками $\langle \rangle$, индекс j — означает осреднение за j -й год. Те же величины были получены и по данным метеостанций в выбранном регионе. Исходные данные приведены в табл. 7.10.

Анализ табл. 7.10 показывает следующее.

Для региона пятилетняя норма составляет $\langle \bar{H} \rangle_{\Sigma} = 9,04$ км, $\sigma_{\Sigma} = 1,89$ км, $K_{v\Sigma} = 0,21$.

Таблица 7.10

Статистические параметры распределения высоты радиоэха гроз по данным выборочной сети МРЛ юго-запада ЕТС за 1975—1979 гг.

Год	Число измерений	Параметры распределения			Отклонения от нормы за 5 лет				l
		$\langle \bar{H} \rangle_j$ км	σ_{H_j} км	K_{vj}	$\Delta \langle \bar{H} \rangle_j$ км	γ_H %	$\Delta \langle T \rangle_j$ °C	γ_T %	
1975	3 786	9,59	1,95	0,20	0,55	6,1	1,1	5,7	141
1976	3 496	8,69	1,89	0,22	-0,35	-3,9	-1,0	-5,2	103
1977	3 539	9,22	1,80	0,19	0,18	2,0	0,5	2,6	144
1978	4 395	8,51	1,73	0,20	-0,53	-5,9	-1,5	-7,8	108
1979	4 423	9,23	1,89	0,20	0,19	2,1	0,4	2,1	109
1975—1979	19 639	9,04	1,89	0,21					605

Разность между значениями $\langle \bar{H} \rangle_j$ за последовательные годы существенна на 5 %-ном уровне значимости. Значения $\langle \bar{H} \rangle$ испытывают заметные колебания от года к году, которые синхронны с изменением величины $\langle \bar{T} \rangle_j$.

Возрастание $\langle \bar{T} \rangle_j$ на 1°C приводит к увеличению $\langle \bar{H} \rangle_j$ примерно на 0,3 км.

Амплитуда колебаний за пятилетний период составляет 1,08 км и $2,5^\circ\text{C}$, или 12 и 13,5 % пятилетней нормы соответственно. Величина относительной амплитуды колебаний меньше, чем аналогичная характеристика месячных колебаний за один сезон измерения H на отдельно взятом МРЛ — 15 % [71] и практически совпадает для измерений H на различных фронтах — 10—13 % [71, 92, 93].

Аналитическое выражение для связи между $\langle \bar{H} \rangle_j$ и $\langle \bar{T} \rangle_j$ по данным за пять лет имеет вид

$$\langle \bar{H} \rangle_j = 8,14 - 0,36 \langle \bar{T} \rangle_j + 0,02 \langle \bar{T} \rangle_j^2. \quad (7.10)$$

Проверка зависимости на данных МРЛ для других регионов дала вполне удовлетворительные результаты.

С учетом анализа погрешностей измерений H [89] и распределений H за отдельные грозовые сезоны аналитическое выражение для зависимости между вероятностью превышения радиоэхом гроз тропопаузы ($H \geq 14$ км) (т. е. для превышений, в среднем равных 3 км) $f_{H \geq 14}$ (процентили) и $\langle \bar{T} \rangle_j$ имеет вид

$$f_{H \geq 14} = [901,55 - 100,73 \langle \bar{T} \rangle_j + 2,82 \langle \bar{T} \rangle_j^2] 10^{-3}. \quad (7.11)$$

Проведенный анализ связи параметров распределений $\langle \bar{H} \rangle_j$ с $\langle \bar{T} \rangle_j$ показывает, что данные МРЛ могут расширить наши представления о грозах и их связи с климатологическими нормами других метеовеличин. Как и следовало ожидать, в условиях, благоприятных для возникновения гроз, более высокая приземная температура воздуха обуславливает и более интенсивную конвективную деятельность.

В табл. 7.11 приведено распределение средних значений высоты радиоэха гроз за грозовой сезон, полученное по данным 17 МРЛ, установленных в разных физико-географических районах нашей страны, за пять лет наблюдений в радиусе 180 км от МРЛ [61]. Из таблицы следует, что распределение $\bar{H}$ подчиняется нормальному закону. Наибольшая повторяемость (46,4 %) приходится на диапазон 8,8... 9,4 км. Максимум повторяемости (83 %) среднего квадратического отклонения σ_H приходится на диапазон 1,6... 2,09, а коэффициента вариации K_v (71 %) на диапазон 0,18... 0,23. Таблица 7.11 еще раз показывает, как разнообразны условия развития гроз на территории нашей страны.

Статистические параметры высоты радиоэха гроз $\bar{H}$ за грозовой сезон по данным 17 МРЛ за 5 лет (всего 85 значений $\bar{H}$)

$\bar{H}$ км	P %	σ_H	P %	K_v	P %
7,8—7,99	4,7	1,4—1,49	7,0	0,16—0,169	3,5
8,0—8,19	4,7	1,5—1,59	5,8	0,17—0,179	9,4
8,2—8,39	10,5	1,6—1,69	21,0	0,18—0,189	14,1
8,4—8,59	9,4	1,7—1,79	14,1	0,19—0,199	10,5
8,6—8,79	5,8	1,8—1,89	20,0	0,20—0,209	12,9
8,8—8,99	11,7	1,9—1,99	16,4	0,21—0,219	23,0
9,0—9,19	23,0	2,0—2,09	20,5	0,22—0,229	10,5
9,2—9,39	11,7	2,1—2,19	3,5	0,23—0,239	8,2
9,4—9,59	5,8	2,2—2,29	2,3	0,24—0,249	1,7
9,6—9,79	5,8			0,25—0,259	2,3
9,8—9,99	3,5			0,26—0,269	1,2
10,0—10,19	2,3				
10,2—10,39	1,1				
Среднее за сезоны					
8,95		1,81		0,20	

7.4. Параметры распределений характеристик радиоэха явлений над акваториями морей и прибрежными районами

Изучение основных параметров статистических распределений радиолокационных характеристик H и $\lg z$ облаков было проведено для акваторий Черного, Каспийского и Восточно-Сибирского морей [49, 65]. Известно, что обширные водоемы оказывают большое влияние на находящиеся над ними воздушные массы и развитие атмосферных процессов, в результате чего изменяются параметры облачности и, следовательно, их радиолокационные характеристики. Это в свою очередь приводит к изменению радиолокационных критериев распознавания, которые были найдены для различных физико-географических районов суши [63, 111, 156].

Исходным материалом для исследования послужили данные круглосуточных наблюдений на сетевых МРЛ, полученные по стандартной методике [23] во все сезоны в пунктах Одесса, Батуми, Сухуми, Сочи, Амдерма, Диксон, мыс Шмидта. Анализ включал определение и дифференциацию синоптического положения с привлечением результатов радиозондирования и данных прибрежных метеостанций о явлениях погоды и их продолжительности.

7.4.1. Акватория Черного моря и прибрежные районы (сезонные особенности)

В летний период над морем и сушей образуются фронтальные и внутримассовые грозы. Для возникновения фронтальных гроз над Черным морем необходимо: увеличение контрастов температур над его восточной половиной, усиление адвекции холода и наличие термической ложбины. Над морем радиоэхо внутримассовых гроз чаще всего появляется во второй половине ночи в результате конвекции над морем, так как в эти часы море теплее суши. В дневные часы конвекция над морем ослабевает в результате ослабления вертикального переноса тепла в атмосфере по сравнению с переносом над сушей. Это объясняется различием теплоемкости воды и суши, а также тем, что над морем затраты тепла на испарение больше, чем над сушей.

Весной, когда в дневные часы значительно возрастает контраст температур между сушей и морем, при малоградиентных барических полях возникает бризовая циркуляция, приводящая к формированию устойчивой стратификации воздуха в прибрежных районах, которая препятствует развитию конвективной облачности. Высокая абсолютная и относительная влажность нижнего слоя воздуха над морем в этот период способствует образованию морских туманов и низкой облачности, ухудшающих видимость. Эти образования выносятся также и на побережье, осложняя полеты авиации.

Осенние грозы формируются над относительно теплым морем в ночное время и в утренние часы «выходят» на берег, быстро затухая. Зимой над акваторией Черного моря грозы могут возникать в любое время, но больше половины всех гроз приходится на ночные часы — с 21 до 5 ч. В период с 15 до 20 ч вероятность гроз относительно невелика. В большинстве случаев развитие грозовой деятельности зимой связано с холодными фронтами. В результате распределения областей холода над акваторией Черного моря создаются условия, благоприятные для циклогенеза в этом районе. Над относительно теплым морем воздушные массы приобретают дополнительную неустойчивость, и развитие мощной конвективной облачности с грозами может носить затяжной характер. Зимние грозы часто замаскированы слоисто-дождевой и разорванно-дождевой облачностью и иногда сопровождаются выпадением снега. При переходе с теплой поверхности моря на холодную сушу очаги гроз быстро затухают.

Весь массив радиолокационных характеристик летних грозových Сб над акваторией Черного моря и прибрежных районов был разделен на пять групп (табл. 7.12). Первые три группы связаны со следующими синоптическими ситуациями: прохождение фронта, обуславливающего РКО с грозами, только над сушей; прохождение фронта, обуславливающего РКО с грозами, только над морем; прохождение фронта, обуславливающего РКО с грозами, над сушей и морем одновременно. Четвертая и пятая группы

Таблица 7.12

Основные параметры (M — среднее значение и D — дисперсия) статистических распределений радиолокационных характеристик радиоэха грозовых облаков в районе Черного моря

Подстилающая поверхность	$M (H_{\max})$ км	$D (H_{\max})$ км	$M (lg z_1)$	$D (lg z_1)$	$M (lg z_2)$	$D (lg z_2)$	$M (lg z_3)$	$D (lg z_3)$	число реализаций
Лето, фронтальные грозы									
Суша	8	3,3	2,6	3,8	3,0	4,3	2,2	2,4	77
Море	6	2,6	2,2	3,4	2,8	3,9	2,2	1,8	74
Суша и море	9	6,2	2,2	2,4	3,0	2,6	2,2	3,0	160
	8	5,5	1,6	2,5	2,2	1,8	1,6	2,4	185
Лето, внутримассовые грозы									
Суша	10	5,5	2,8	4,1	3,2	5,0	2,6	2,6	221
Море	8	4,1	2,6	4,0	2,6	3,9	2,2	2,4	219
Осень, фронтальные грозы									
Суша	6	3,2	1,6	5,1	2,2	4,2	1,6	2,6	81
Море	8	2,7	2,0	4,7	2,6	3,2	2,2	3,0	97

включали радиолокационные характеристики внутримассовых летних грозовых Сб в зависимости от характера подстилающей поверхности — суша и море соответственно.

Из анализа табл. 7.12 видно, что при внутримассовой ситуации средние значения характеристик больше, чем при фронтальной. Анализ радиоэха осенних грозовых Сб показал, что большие значения $H_{\max}$ и отражаемости над морем обусловлены особенностями термического режима Черного моря в этот период года.

7.4.2. Акватории северных морей и их прибрежные районы (сезонные особенности)

Рассматривая климатические особенности этого района [128], необходимо отметить, что основная его часть находится под влиянием отрога Сибирского антициклона. В то же время юго-западная часть этого района находится под влиянием области низкого давления, расположенной над северной частью Тихого океана, что приводит к мощному устойчивому перемещению масс холодного воздуха с континента на океан.

Летние воздушные массы, формирующиеся над Северным Ледовитым океаном, отличаются от зимних большей влажностью, поэтому летом повторяемость облачности, особенно слоистых форм, и туманов больше, чем в зимний период. При большом

контрасте температур между сушей и морем возрастает повторяемость адвективных туманов на побережье, особенно при ветрах с моря. МРЛ их обычно не обнаруживает так же, как и некоторые разновидности низкой слоистой облачности. По этой причине рассматривались радиоэхо только хорошо обнаруживаемых облаков с явлениями.

В середине лета (июле) рассматриваемый район находится на периферии циклона, центр которого располагается над Таймыром. Приземное атмосферное давление здесь составляет примерно 1000 гПа. Наблюдается мощный вынос теплого воздуха в восточный район Арктики по периферии Сибирского антициклона, что обуславливает образование над рассматриваемым районом кучво-дождевых облаков, сопровождающихся ливневыми дождями. В осеннее время благодаря интенсивной циклонической деятельности район Карского моря часто оказывается под влиянием циклонов, вторгающихся с запада, что ведет к образованию низкой облачности и туманов. Осенью, когда море свободно от льда, а материк покрыт снегом или льдом, при адвекции холодного воздуха на сравнительно теплую водную поверхность, создаются благоприятные условия для развития кучво-дождевой облачности, сопровождающейся либо ливневым снегом, либо мокрым снегом с дождем. В весенний период, когда происходит перестройка циркуляции атмосферы от зимы к лету и над Арктикой устанавливается область повышенного давления, а над средними широтами формируются циклонические поля, для района Карского моря характерны такие явления, как мокрый снег, снег с дождем, хорошо обнаруживаемые МРЛ.

Из табл. 7.13, в которой приведены данные МРЛ для района северных морей, видно, что в летний период средние значения высоты РКО, сопровождающихся ливневым дождем, над сушей несколько больше, чем над морем, из-за различной интенсивности процесса конвекции [49]. Однако по микроструктуре эти облака над сушей и морем не различаются, что подтверждается одинаковыми средними значениями $lg z$. Если сравнивать средние значения z для обложного и ливневого дождя над однотипными подстилающими поверхностями, то среднее значение z для ливневых дождей больше, чем для обложных, что связано со спецификой образования облаков слоистых форм и вертикального развития в этом районе.

В зимний период разделение подстилающей поверхности на море и сушу условно. Кроме того, в это же время наблюдается выравнивание средних месячных значений давления и температуры воздуха над северной частью Азиатского материка и прилегающими к нему арктическими морями. В связи с этим средние значения отражаемости для однотипных явлений над сушей и морем одинаковы. Зимние ливневые осадки выделяются по своим характеристикам на фоне обложного снега. В случаях когда при визуальных наблюдениях и на экранах МРЛ осадки из Сб замаскированы слоисто-дождевой облачностью с обложными осад-

Таблица 7.13

Статистические параметры распределений характеристик $H_{\max}$ и $\lg z_{\max}$ радиоэха в районе северных морей

Явление	Подстилающая поверхность	$M (H_{\max})$ км	$D (H_{\max})$ км	$M (\lg z_{\max})$	$D (\lg z_{\max})$	Число реализаций
<i>Летний период</i>						
Ливневой снег	Суша	5,31	1,95	0,87	0,21	73
	Море	4,27	1,84	0,81	0,11	146
Обложной дождь	Суша	4,19	1,79	0,54	0,11	195
	Море	3,95	2,64	0,43	0,07	231
<i>Зимний период</i>						
Ливневой снег	Суша	3,7	2,6	0,84	0,24	40
	Море	3,5	2,3	0,59	0,24	121
Обложной снег	Суша	2,6	1,37	0,25	0,17	160
	Море	2,6	1,6	0,23	0,15	283
<i>Переходный период</i>						
Мокрый снег с дождем	Суша	3,03	1,07	0,37	0,19	90
	Море	3,13	2,37	0,24	0,12	92
Мокрый ливневой снег	Суша	4,6	2,3	0,85	0,23	65
	Море	4,2	2,05	0,83	0,12	43

ками, «выбросы» отражаемости, характерные для ливневого снега, связаны с опасными явлениями типа «снежных зарядов». Среднее значение z ливневого снега весной и в конце зимнего периода, когда отмечаются заметные изменения в вертикальной структуре нижнего слоя атмосферы, приближается к среднему значению z летних осадков.

7.5. Высота радиоэха S_b в разных физико-географических районах

7.5.1. Закономерности распределения высоты радиоэха S_b

Основные закономерности распределения высоты РКО (S_b без осадков, грозы, ливни, град) и высоты S_b с грозами отдельно рассмотрим по данным неавтоматизированных наблюдений в радиусе 40 км на трех МРЛ за двухлетний период с мая по сентябрь включительно. МРЛ расположены в трех регионах нашей страны на широтах 59, 56 и 45° с. ш. Регионы выбраны таким образом, что число дней с грозой было одинаковым (25—30),

Повторяемость (%) гроз ($P_{гр}$), ливней ($P_{л}$) и значений $H_{\Sigma} > 10$ км ($P_{H_{\Sigma} > 10}$), а также значения $H_{\max}$, $H_{\text{ср}}$ и средние квадратические отклонения (в скобках) в зависимости от широты и средней месячной температуры ($t_{\text{ср}}$) в пункте наблюдения

φ с. ш.	$t_{\text{ср}}$ °C	число РКО Σ	$P_{гр}/P_{л}$ %	$P_{H_{\Sigma} > 10}$ %	Высота, км			
					$H_{\max}$	$H_{\text{ср}}$ $\bar{\square}$	$H_{\text{ср}}$ ∇	$H_{\text{ср}}$ Σ
59	13	2579	9,4/63,9	0,9	13	7,84 (1,92)	4,57 (1,74)	4,57 (2,03)
56	14,5	2466	19,4/59,3	2,2	13	8,24 (1,79)	4,74 (1,57)	5,35 (2,20)
45	20,1	2030	26,0/60,4	8,2	14	9,33 (1,99)	6,13 (1,86)	6,86 (2,40)

Примечание. Все данные получены в радиусе 40 км от МРЛ за двух-летний период наблюдений с мая по сентябрь.

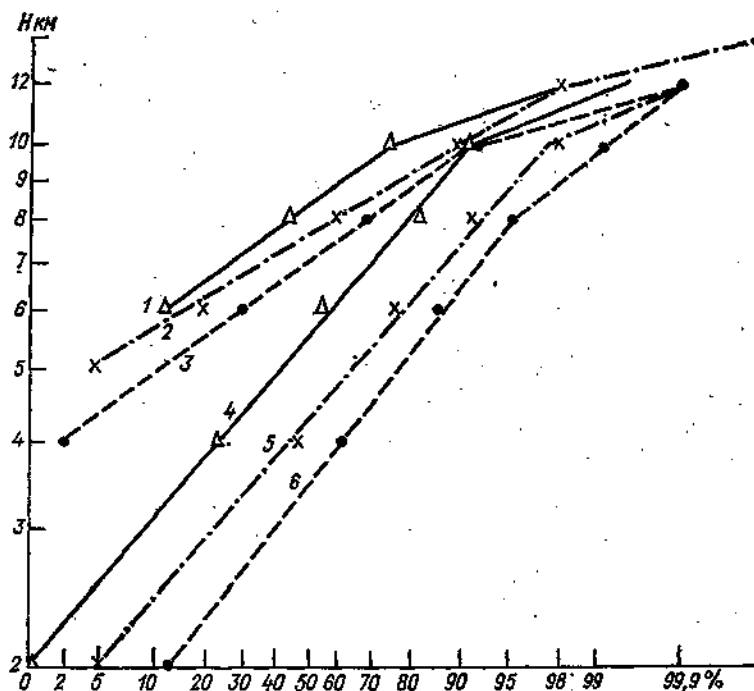


Рис. 7.8. Распределение высоты радиоэха гроз (1—3) и РКО (грозы, ливни, град и Сб без осадков) (4—6), полученных в радиусе 40 км от МРЛ для трех районов СССР.

1, 4 — 45° с. ш.; 2, 5 — 56° с. ш.; 3, 6 — 59° с. ш.

среднее годовое количество осадков за апрель—октябрь изменялось от 370 до 386 мм. Основные результаты приведены в табл. 7.14 и на рис. 7.8.

Отношение числа гроз к числу всех случаев наблюдения РКО изменяется с уменьшением широты от 9,4 до 26 %, количество РКО, для которых $H > 10$ км, увеличивается от 0,9 до 8,2 %, возрастают с уменьшением широты средние высоты $H_{\text{ср}}$ гроз, ливней и РКО. Для анализа данных в других регионах надо отметить, что в зависимости от широты места 10—25 % наблюдаемых Сб могут быть грозовыми. По-видимому, при $\varphi < 45^\circ$ с. ш. относительное количество гроз в грозовой сезон будет еще больше. Значение $H_{\text{ср}}$ РКО возрастает на 0,16 км на 1° широты, $H_{\text{ср}}$ гроз — на 0,1 км на 1° ; увеличение $t_{\text{ср}}$ на 1°C приводит к увеличению $H_{\text{ср}}$ РКО на 0,3 км, а $H_{\text{ср}}$ гроз — на 0,2 км.

Распределение высот РКО и радиоэха гроз в рассматриваемых пунктах (см. рис. 7.8) лучше всего аппроксимируются лог-нормальным законом (7.4). Медианные значения высоты РКО составляют 3,5; 4,2 и 5,5 км, а для гроз они равны 6,9; 7,5 и 8,5 км. Средние квадратические отклонения приведены в табл. 7.14.

Рисунок 7.8 и табл. 7.14 позволяют получить количественные оценки средних и медианных значений распределений высоты РКО в зависимости от условий формирования выборки. Очевидно, что если включать в выборку высоты всех наблюдаемых РКО (значок Σ), а не только гроз, то $H_{\text{ср}}$ для таких выборок будут различными. По мере уменьшения широты пункта размещения МРЛ разность между $H_{\text{ср}}$ гроз и $H_{\text{ср}}$ всех РКО будет тоже уменьшаться от 3,27 км (59° с. ш.) до 2,47 км (45° с. ш.). Минимальные высоты радиоэха Сб с грозами (4, 5 и 6 км) отмечаются при $H > H_{\text{мед}}$ общей выборки РКО (3,5; 4,2 и 5,5 км) в данном регионе.

Эти закономерности можно использовать для оценки аналогичных эффектов в других регионах. Радиоэхо Сб без осадков отмечается на 59° с. ш. в 26,7 % случаев наблюдений РКО, на 56° с. ш. — в 20,4 %, на 45° с. ш. — в 13,5 %.

Обработка тех же данных в зависимости от высоты нулевой изотермы $H_0^\circ\text{C}$ позволила выявить ряд интересных закономерностей (табл. 7.15). (Высоту $H_0^\circ\text{C}$ на МРЛ получают несколько раз в день по данным аэрологического зондирования в пункте, ближайшем к МРЛ.) Они сводятся к следующему.

Средняя высота РКО $H_{\text{ср}}$ возрастает с увеличением $H_0^\circ\text{C}$ и для всех широт составляет от 2,9 до 7,1 км со средним значением 5,5 км. При $H_0^\circ\text{C} \leq 2,5$ км разность между максимальными и минимальными значениями $H_{\text{срф}}$ равна 0,5—0,8 км, а при $H_0^\circ\text{C} = 2,6 \dots 3,5$ км она составляет 1,8... 1,9 км. Сравнительно плавно возрастает средняя высота радиоэха от переохлажденной части

облака $\overline{\Delta H_\Sigma} = \overline{H_{\text{ср}\Sigma}} - H_0^\circ\text{C}$. Среднее значение $\overline{\Delta H_\Sigma}$ по всем широтам составляет 3,0 км. Разность между максимальным и минимальными значениями ΔH_Φ изменяется в тех же пределах, что и

Таблица 7.15

Статистические параметры распределений радиолокационных характеристик по данным трех МРЛ, расположенных на разных широтах на территории ЕТС (в радиусе 40 км от МРЛ)

Ф °с. ш.	H ₀ °C								Число случаев
	≤0,5	0,6-1,0	1,1-1,5	1,6-2,0	2,1-2,5	2,6-3,0	3,1-3,5	3,6-4,0	
Повторяемость РКО, %									
59	2,1	3,2	5,3	17,8	39,2	19,1	11,5	1,8	2581
56	0,2	2,4	8,0	18,5	21,1	36,5	12,5	0,8	2339
45	—	—	1,8	4,0	5,8	35,6	43,3	9,5	2021
Сумма	0,9	2,0	5,2	13,9	23,4	29,2	21,1	3,7	6941
H _{ср Σ} км									
59	2,4	3,1	3,5	4,2	4,6	4,7	5,8	6,4	
56	4,6	3,1	3,8	4,5	5,1	6,0	6,9	7,0	
45	—	—	4,3	4,7	5,2	6,6	7,6	7,0	
Среднее	2,9	3,1	3,7	4,4	4,8	5,9	7,1	6,9	
Амплитуда	—	—	0,8	0,5	0,6	1,9	1,8	0,6	
ΔH _Σ = H _{ср Σ} - H ₀ °C км									
59	2,2	2,3	2,2	2,4	2,3	1,9	2,5	2,6	
56	4,1	2,3	2,5	2,7	2,8	3,2	3,6	3,2	
45	—	—	3,0	2,9	2,9	3,8	4,3	4,2	
Среднее	2,3	2,3	2,4	2,6	2,5	3,1	3,8	3,7	
H _{max} км									
59	4	8	9	9	11	12	13	12	
56	6	5	8	10	12	12	13	10	
45	—	—	7	8	10	13	14	12	
Экстремум	6	8	9	10	12	13	14	12	
Повторяемость гроз, %									
59	—	1,7	3,9	18,9	38,6	15,9	19,3	1,7	233
56	—	—	0,4	12,7	20,7	46,5	17,8	1,9	465
45	—	—	—	—	1,9	32,2	56,0	9,9	529
Сумма	—	0,3	1,1	8,5	16,0	34,4	34,4	5,3	1227
H _{ср. гр} км									
59	—	—	6,5	6,4	7,9	8,2	9,0	11,0	
56	—	—	7,0	7,4	7,8	8,1	9,1	8,6	
45	—	—	—	—	9,2	9,2	9,4	9,4	
Среднее	—	—	6,5	7,0	7,9	8,5	9,3	9,4	
Амплитуда	—	—	0,5	1,0	1,4	1,1	0,4	2,4	
ΔH _{гр} = H _{ср. гр} - H ₀ °C км									
59	—	—	5,2	4,6	5,6	5,4	5,7	7,2	
56	—	—	—	5,6	5,5	5,3	5,8	4,8	
45	—	—	—	—	6,9	6,4	6,1	5,6	
Среднее	—	—	—	5,2	5,6	5,7	6,0	5,6	

Примечание. Под амплитудой подразумевается разность между максимальным и минимальным значениями в выборке.

для $\overline{H_{\text{ср.г.}}}$. Четко прослеживается практически линейная зависимость между максимальной высотой РКО $H_{\text{мах.г.}}$ и высотой $H_0^{\circ\text{C}}$ — с увеличением $H_0^{\circ\text{C}}$ $H_{\text{мах.г.}}$ растет от 6 до 14 км. Эта зависимость справедлива для всех широт, но особенно отчетливо проявляется для экстремальных значений $H_{\text{мах.г.}}$.

Как и ожидалось, $H_{\text{ср.г.}}$ гроз возрастают с увеличением $H_0^{\circ\text{C}}$, а грозы появляются (в отличие от РКО) только при $H_0^{\circ\text{C}} \geq 1,1$ км. Эта закономерность справедлива для каждого МРЛ, но особенно для объединенной выборки всех МРЛ. Величина $\overline{\Delta H_{\text{гр}}}$ примерно в два раза больше, чем $\overline{\Delta H_{\Sigma}}$. Среднее по всем широтам

значение $H_{\text{ср.г.}}$ для трех МРЛ составляет 8,6 км, а $\overline{\Delta H_{\text{гр}}} = 5,7$ км, что соответственно на 3,1 и 2,7 км больше, чем в случае РКО. Следует отметить, что статистическая зависимость $H_{\text{ср.г.}}$ от $H_0^{\circ\text{C}}$ выражена более четко, чем зависимость $H_{\text{ср.г.}}$ от средней месячной приземной температуры в дни с грозами.

В табл. 7.16 представлено распределение повторяемости максимальной высоты радиоэха $H_{\text{мах}}$ в грозах, ливнях и обложных осадках по территории СССР по 2-километровым интервалам $H_{\text{мах}}$ в радиусе 180 км вокруг МРЛ. В обобщение были включены

Таблица 7.16

Повторяемость (%) различных градаций максимальной высоты радиоэха $H_{\text{мах}}$ в грозах, ливнях и обложных осадках по данным оперативной сети МРЛ

Явление	Тип распределения	$H_{\text{мах}}$ км				
		3	4—5	6—7	8—9	10—11
Грозы	Дифференциальное	0,02	1,00	18,7	36,38	34,73
	Интегральное	0,02	1,02	19,72	56,10	90,83
Ливни	Дифференциальное	7,44	30,40	41,04	16,46	4,22
	Интегральное	7,44	37,84	78,88	95,34	99,56
Обложные осадки	Дифференциальное	15,72	32,22	36,74	13,66	1,56
	Интегральное	15,72	47,94	84,68	98,34	99,9

Явление	Тип распределения	$H_{\text{мах}}$ км			$H_{\text{ср}}$ км	СКО, км	Число случаев
		12—13	14—15	16			
Грозы	Дифференциальное	8,96	0,20	0,01	9,15	1,84	12 481
	Интегральное	99,79	99,99	100,0			
Ливни	Дифференциальное	0,44	—	—	6,12	1,94	6 738
	Интегральное	100,0	—	—			
Обложные осадки	Дифференциальное	0,1	—	—	5,56	1,95	1 018
	Интегральное	100,0	—	—			

Примечание. Увеличение средних и средних квадратических значений H по сравнению с приведенными в табл. 7.6 обусловлено увеличением интервала высот.

результаты наблюдений на сети МРЛ в Киеве (50° с. ш.), Гомеле (52° с. ш.), Минеральных Водах (44° с. ш.), Симферополе (45° с. ш.), Чите (52° с. ш.), Новосибирске (55° с. ш.), Свердловске (57° с. ш.) за разные годы (1973—1978 гг.)— всего за 16 грозовых сезонов.

Когда на появление случайных величин оказывает влияние одновременно множество факторов, причем невозможно установить приоритет какого-либо из них, то эти величины распределяются по нормальному закону. Это полностью относится и к статистической выборке высот радиоэха гроз, приведенной в табл. 7.16.

Действительно, данные табл. 7.16 объединяет только общая методика наблюдений гроз на МРЛ (по квадратам 30×30 км) и условия сопоставления радиолокационных данных с данными метеостанций [62]. Расчеты показывают [62], что по статистическим критериям значимости не всегда можно доказать, что данные о грозах, полученные МРЛ, установленных в разных районах, принадлежат одной генеральной совокупности. Этот вполне закономерный факт подтверждается разбросом средних высот радиоэха (см. табл. 7.11). Однако можно, по-видимому, принять, что выборки табл. 7.15 пригодны для сопоставления с аналогичными данными для других регионов с учетом сделанных оговорок.

7.5.2. Высота радиоэха Сб в различных регионах

По данным работы [197] в радиусе 180 км от Майами (23—24° с. ш.), Флорида (США) было получено следующее распределение повторяемости P (в скобках — число случаев) высоты радиоэха 497 гроз (101 день с грозой):

$H_{\max}$ км	<6	6—9	9—12	12—15	15—18	>18
P %	24 (120)	39 (196)	24 (120)	11 (52)	2 (8)	— (1)

Ночной максимум повторяемости гроз отмечается северо-восточнее Майами — над водными пространствами вплоть до Багамских островов. Днем повторяемость гроз максимальна над сушей. В отличие от Флориды в центре США Сб при $H_{\max}=7,2\ldots 8,4$ км не обязательно будут давать осадки. Как уже отмечалось, чисто капельные тропические Сб часто дают осадки, целиком располагаясь в области положительных температур, в то время как для центральной части США необходимым условием выпадения дождя из Сб является переохлаждение в верхней части облака и наличие ледяной фазы.

В [204] проведено сопоставление данных самолетных и радиолокационных наблюдений за высотой верхней границы гроз в Оклахоме (США) и Малайзии. По данным [204] $H_{\text{ср. гр}}=14,6$ км в обоих районах, но облаков, простирающихся выше 17,7 км, в Оклахоме несколько больше. Высота тропопаузы $H_{\text{тр}}$ в Оклахоме (35° с. ш.) равна 12 км, в Сингапуре (1° с. ш.) $H_{\text{тр}}=15$ км.

Отсюда максимальная скорость восходящих потоков (рассчитанных по методу частицы) достигает над Дальним Востоком 65 м/с, над США — 85 м/с. Диаметр вершин Сб над Оклахомой в два раза больше, чем над Сингапуром. Грозы над Оклахомой более интенсивны и чаще сопровождаются смерчами и градом. В Малайзии, где отмечается 152 дня с грозой (ДГ), преобладают изолированные грозы, а в Оклахоме грозы часто располагаются мезомасштабными полосами длиной 200 км и более. С увеличением размера и интенсивности грозы увеличиваются размеры и интенсивность турбулентных зон, определяемых значениями $\Delta g > 0,1g$, где g — ускорение свободного падения.

Таблица 7.17 характеризует вероятность наблюдения Сб, для которых $H_{\max}$ превышает некоторое заданное значение, в районе Сингапура [196]. Наиболее часто Сб с $H_{\max} > 15$ км появлялись в межмуссонный период (апрель, май, октябрь), а также в последний месяц зимнего муссона (март), в последний месяц летнего муссона (сентябрь) и в июле. Экстремальная высота радиоэха Сб составляет $21,4 \pm 0,5$ км. Медианные значения $H_{\max}$ близки к 12 км. Всего за период наблюдений (больше года) зафиксировано 998 РКО, высота верхней границы которых превосходила 15 км.

В табл. 7.18 и 7.19 дано ежемесячное и сезонное распределение повторяемости высоты верхней границы радиоэха Сб в районе аэропорта Хайдарабад, Индия [220]. Как следует из табл. 7.18, кучево-дождевые облака с $H_{\max} > 12$ км чаще всего отмечаются в мае. В декабре и январе такие Сб ни разу не обнаруживались. Экстремальные значения высоты радиоэха Сб в этом районе Индии ($17,5^\circ$ с. ш.) несколько ниже, чем в Сингапуре. При наблюдении циклонов в Бенгальском заливе (Мадрас, $13,5^\circ$ с. ш.) [219] отмечены экстремальные высоты радиоэха Сб ($H_{\max} = 10 \dots 21$ км), для циклонов в Аравийском море (Бомбей, 18° с. ш.) по этим же данным характерны значения $H_{\max} = 14 \dots 16$ км.

В Венесуэле (42 ДГ, 10° с. ш.) максимальная высота радиоэха Сб составила 17 км [225]. Примерно 47 % Сб при своем развитии достигают уровня 300 гПа, и только 2 % Сб достигают уровня 100 гПа. При этом высота радиоэха 10 % всех Сб превосходит высоту уровня конвекции не менее чем на 2 км. Примерно для 75 % Сб в Венесуэле $H_{\max} < H_K$, причем $H_K - H_{\max} = 0 \dots 6$ км. Повторяемость Сб с $H_{\max} = 4 \dots 6$ км составляет 5—7 %, а с $H_{\max} > 12$ км — 20 %, диапазон значений $H_{\max} = 8 \dots 12$ км имеет повторяемость около 50 % — это модальный диапазон высот для Венесуэлы.

В районе Дакара, Западная Африка, 15° с. ш. (34 ДГ), по данным АТЭП, $H_{\max}$ РКО распределены по логнормальному закону [222]. Медианное значение распределения $H_{\text{мед}}$ находилось в пределах 3,5—4,6 км при $H_{\max} = 7 \dots 14$ км, причем $\lg H_{\text{мед}} = 1,27 \dots 1,54$, а $\lg \sigma_H = 0,34 \dots 0,41$. Такие же диапазоны изменения величины $H_{\max}$ РКО и логнормальный характер закона ее распределения зафиксированы в [205, 206] по измерениям

Таблица 7.17

Отношение (%) числа случаев РКО с $H_{\max}$, больших заданного значения высоты H , к числу случаев с $H_{\max} = 10,5$ км в районе Сингапура (1° с. ш.) [196]

Превышение уровня H км	1969 г.				1970 г.											
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
12—18 ч местного времени																
18,3	0,2	1,6	0,5	0,3	0,0	0,0	0,0	1,5	0,9	0,0	1,7	0,3	1,1	0,0	0,0	0,0
15,3	15	15	6	4	9	0,0	11	18	17	5	15	6	8	7	8	1
12,3	60	58	44	40	44	32	50	67	60	49	62	46	55	44	52	45
18—12 ч местного времени																
18,3	1,6	0,8	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,2	0,0	0,5	0,8	5,0	0,0	0,0	0,0
15,3	12	8	5	4	6	0	1	7	6	3	6	8	5	2	6	1
12,3	58	49	43	35	36	50	33	55	48	38	44	49	44	42	45	41
$H_{\max}$ км																
экстремум	21,4	20,9	21,0	18,7	18,2	13,6	18,0	19,6	20,3	16,7	19,7	18,7	19,3	17,9	17,6	15,3
среднее	10,9	13,6	12,4	10,9	8,8	5,9	10,1	12,8	12,7	9,6	9,1	9,8	9,9	10,6	11,6	9,6

Таблица 7.18

Изменение повторяемости (% , в скобках — число случаев) различных градаций высоты верхней границы радиоэха Сб в течение года (Индия, г. Хайдарабад, 17,5° с. ш. [220])

Месяц	$H_{\max}$ км				Экстремум $H_{\max}$ км
	6—8	9—11	12—14	≥15	
I	63,6 (7)	36,3 (4)	0 (0)	0 (0)	9
II	76,7 (33)	13,9 (6)	4,6 (2)	4,6 (2)	15
III	74,6 (109)	16,4 (24)	8,2 (12)	0,6 (1)	15
IV	66,6 (685)	23,4 (241)	7,2 (74)	2,6 (27)	18
V	65,5 (772)	19,7 (233)	11,0 (130)	3,5 (42)	19
VI	67,5 (811)	22,8 (274)	7,6 (92)	1,9 (24)	17
VII	82,3 (746)	13,6 (124)	3,4 (31)	0,5 (5)	16
VIII	74,3 (610)	21,0 (173)	3,9 (32)	0,6 (5)	15
IX	73,4 (679)	20,6 (191)	5,4 (50)	0,4 (4)	15
X	76,1 (794)	18,4 (192)	4,3 (45)	1,1 (12)	16
XI	73,3 (157)	17,2 (37)	8,4 (18)	0,9 (2)	15
XII	93,3 (56)	6,6 (4)	0 (0)	0 (0)	9

Таблица 7.19

Изменение повторяемости (% , в скобках — число случаев) различных градаций высоты верхней границы радиоэха Сб в зависимости от сезона (Индия, г. Хайдарабад, 17,5° с. ш. [220])

Сезон	$H_{\max}$ км			
	6—8	9—11	12—14	≥15
Предмуссонный (III—V)	66,6 (1566)	21,1 (498)	9,1 (216)	2,9 (70)
Муссонный (VI—X)	73,9 (2846)	19,7 (762)	5,3 (205)	0,9 (38)
Послемуссонный (X—XI)	75,6 (951)	18,2 (229)	5,0 (63)	1,1 (14)
Зима (XII—II)	84,2 (96)	12,3 (14)	1,8 (2)	1,3 (2)

в 11000 ячеек РКО в Восточной Атлантике. Логнормальный закон распределения H РКО справедлив по мнению авторов [176] и для РКО в южной части Флориды. В Японии (36° с. ш.) высота радиоэха гроз H составляет от 6 до 15 км [212].

7.5.3. Высота верхней границы радиоэха градовых и неградовых облаков

В [195, 207] приводится повторяемость максимальных значений высоты радиоэха для 181 ячейки Сб в связи с исследованиями вероятности выпадения града в окрестности Йоганесбурга и Претории (25° ю. ш.), где наблюдается 76 ДГ. Авторы [195, 207] нашли, что среднее значение температуры воздуха в свободной атмосфере на высоте верхней границы радиоэха в случае конвективных ячеек, из которых выпадает ливневый дождь,

составляет -20°C (104 случая), а в случае конвективных ячеек, дающих град, -37°C (77 случаев). При выпадении из Сб дождя диапазон температур на уровне верхней границы радиоэха облака обычно невелик (от 0 до -30°C); в случае выпадения града диапазон температур был несколько шире (от -15 до -70°C).

Град диаметром более 1 см очень редко достигает поверхности Земли, если верхняя граница радиоэха расположена ниже уровня -40°C . В то же время большинство Сб, вершины которых находятся на уровне изотермы -60°C , дают осадки в виде града, а вероятность выпадения града диаметром более 1 см при этом составляет около 60 %. Следует отметить, что вероятность выпадения града определялась как отношение числа ячеек, дающих град, к общему числу ячеек РКО, достигших этой же высоты.

Сравнение характеристик РКО, полученных по данным наблюдений [191, 195, 212] в Альберте (Канада, 50° с. ш.) (климатическая норма — 27 ДГ), Новой Англии (20—30 ДГ), на западе Небраски (55 ДГ), на западе Южной Дакоты (48 ДГ), в Иллинойсе ($41-43^{\circ}$ с. ш., 45 ДГ), позволяет сделать следующие выводы.

Среднее значение H_{max} радиоэха Сб, дающих град на поверхности, всегда больше средней высоты Сб, из которых град не выпадает. В средних широтах Северной Америки эти различия находятся в пределах 2—3 км, в то время как на Северном Кавказе и в Грузии ($42-45^{\circ}$ с. ш.) составляют в среднем 4—6 км благодаря меньшей высоте Сб, из которых выпадает ливневой дождь [1, 27].

Средние значения высот радиоэха Сб с градом изменяются от 10,5 до 13,7 км, а в случае гроз с ливнями — от 5 до 11,6 км в зависимости от района, где проводились наблюдения.

Температура на уровне верхней границы радиоэха градовых и неградовых Сб зависит от района наблюдений и обычно составляет от -45 до -55°C для градовых и от -15 до -33°C для ливневых облаков.

Средняя температура на уровне вершин Сб, дающих град, в Южной Африке (-37°C) оказывается значительно выше, чем в других районах. Это объясняется, по-видимому, топографическими особенностями Южно-Африканского плато, которое, как известно, расположено на высоте 1300—1600 м над уровнем моря, и его часто называют высокой степью.

7.5.4. Высота верхней границы радиоэха гроз и высота тропопаузы

Удобным критерием для сопоставления является изменение высоты нижней границы тропопаузы. Например, средняя высота тропопаузы в районе Киева в июле составляет 11,5 км [135]. Вероятность превышения радиоэхом гроз высоты тропопаузы на 1 км в районе Киева составляет 7,4 % для 1751 грозы (см.

табл. 7.9). Максимальные превышения отмечались на фронтах окклюзии.

Повторяемость значений $H_{\max}$, превосходящих некоторое заданное значение высоты для юго-запада ЕТС ($45-52^\circ$ с. ш.), приводится в табл. 7.20. С учетом вертикальной структуры z в верхней части Сб можно ожидать завышения значений высоты грозовых Сб, достигающих тропопаузы на 1,5–2 км. По этой причине только в случае гроз, для которых $H_{\max} \geq 14$ км на 50° с. ш., можно утверждать, что вершины Сб расположены выше тропопаузы [59]. Зависимость (7.11) получена с учетом именно этого факта.

Таблица 7.20

Повторяемость (%) значений $H_{\max}$ гроз, превышающих некоторое заданное значение уровня H для юго-запада ЕТС ($45-52^\circ$ с. ш.) за 1975–1979 гг.

Год	Число измерений $H_{\max}$	H км		
		≥ 12	≥ 13	≥ 14
1975	3 786	14,7	4,7	1,8
1976	3 496	6,9	2,4	0,2
1977	3 539	8,0	2,6	1,1
1978	4 395	4,1	1,5	0,3
1979	4 423	10,7	3,7	1,0
1975–1979	19 639	8,8	3,0	1,0

Проведенное для территории США ($30-47^\circ$ с. ш.) подробное исследование зависимости между степенью опасности гроз и значением $\Delta H_{\text{тр}} = H_{\max \text{ гр}} - H_{\text{тр}}$ [190] обобщено в табл. 7.21. Только для 15 % гроз в США $H_{\max} < 10,7$ км, поэтому Сб, для которых $H_{\max} \leq 9,15$ км, считаются в [190] негрозовыми и в статистическую выборку не вошли. Для сформированной таким образом

выборки $H_{\text{ср}} = 12,4$ км для 14 811 гроз, при этом $\Delta H_{\text{тр}} = -2,2$ км. Для 570 гроз $H_{\text{ср}} = 14,3$ км, $\Delta H_{\text{тр}} = 600$ м. Диапазон изменений $H_{\max}$ в выборке составляет от 9 до 20 км с модальным значением 15,5 км. За этот же период на территории было обнаружено 175 гроз со штормовым ветром, 170 гроз с градом, 97 гроз со смерчами.

В [190] подробно исследована связь значений $H_{\text{тр}}$ и $H_{\text{гр}}$ в дни с опасными явлениями и сделан вывод о том, что высота тропопаузы в окрестности сильной грозы в среднем на 900 м меньше, чем вблизи обычной грозы. Следует отметить, что в [190] статистические выборки составлялись по данным оперативной сети МРЛ с $\lambda = 10$ см. Методикой наблюдений был предусмотрен съем данных только о самых больших высотах радиоэха внутри мезомасштабных зон и полос конвективной облачности, в то время как по методике, изложенной в [23], использовались данные о высоте радиоэха гроз, полученные по квадратам 30×30 км.

Повторяемость (%) средних значений разности высоты верхней границы радиоэха гроз и высоты тропопавзы $\Delta H_{\text{тр}}$ для территории США восточнее 105° з. д. (1968 случаев) [190]

Явление, сопровождающее грозовые Сб	Число случаев	$\Delta H_{\text{тр}}$ м	$H_{\text{гроз}}$ км	Повторяемость (%) превы- шений $H_{\text{тр}}$ м		
				≥ 500	± 500	≤ 500
Год						
Торнадо (смерчи)	126	350	14,1	52	14	34
Град ($d \geq 1,9$ см)	224	1140	14,6	62	16	22
Штормовой ветер ($v_{\text{в}} \geq 25$ м/с)	220	110	14,0	45	21	34
Весна (апрель, май, июнь)						
Торнадо	92	870		62	10	28
Град	174	1360		66	24	20
Штормовой ветер	122	220		49	19	32
Лето (июль, август, сентябрь)						
Торнадо	25	—380		28	36	36
Град	31	440		58	13	29
Штормовой ветер	88	—40		41	22	37

По данным [190], только 39 % гроз, высота которых на 3,5 км превосходила $H_{\text{тр}}$, сопровождались опасными явлениями, в то время как только 1 % гроз с $\Delta H_{\text{тр}} = -2,5$ км имели ту же степень опасности. Только 19 % гроз с $H > 15$ км и $\Delta H_{\text{тр}} = -1,5$ км были опасными. Замечен и сезонный ход: в весенние месяцы 46 % гроз с $H_{\text{max}} > 18$ км связаны с опасными явлениями погоды и только 8 % таких гроз наблюдаются в летние месяцы.

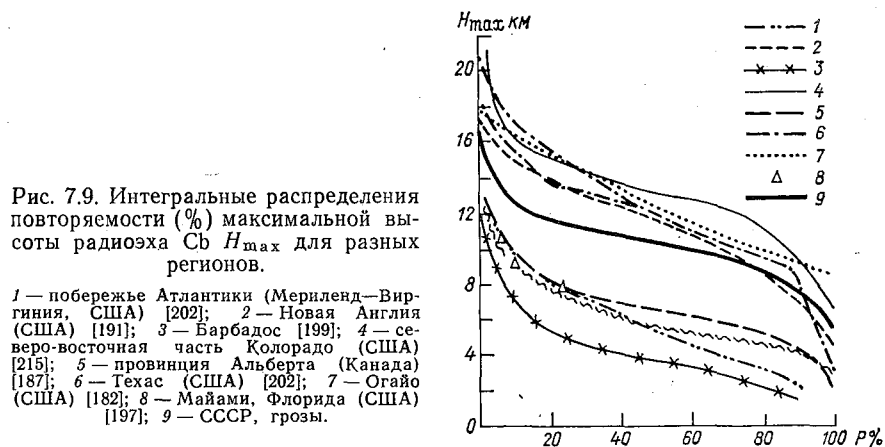
7.5.5. Сравнение параметров распределений высоты верхней границы радиоэха Сб

Сравним распределения H_{max} в разных регионах. Для этого рассмотрим рис. 7.9 [202], на котором представлены распределения частоты появления максимальной высоты H_{max} радиоэха Сб в разных регионах и нанесено дополнительно распределение H_{max} гроз в СССР.

При построении распределения H_{max} по Атлантическому побережью США ($\varphi = 37^\circ$) с. ш. в работе [202] рассматривались только те конвективные ячейки, осадки в которых достигали поверхности Земли. Некоторые исследователи этого не учитывают.

Распределение высот РКО (Огайо, 40° с. ш., проект «Гроза») содержит только высоты более 7,6 км [182]. Если бы в выборку

были включены высоты всех РКО, то кривая распределения H была бы расположена ниже, чем показано на рис. 7.9. Аналогичный подход использован в работе [215], в которой в выборку H ячеек Сб, зарегистрированных на северо-востоке Колорадо (40° с. ш.), включены только «выдающиеся» РКО. В сообщении о высотах РКО в Майами (25° с. ш.) [197] даются повторяемости наблюдений только для трех высот: 7,5; 9 и 10,5 км. В [199] данные о высотах РКО по Барбадосу (23° с. ш.) разделены на две категории. За основу были приняты два состояния океана в тропиках: «возмущенное» состояние синоптического масштаба и относительно «невозмущенное» состояние, называемое «нор-



мальными пассатными кучевыми облаками». В «невозмущенном» состоянии $H_{\text{мед}}$ на 2 км ниже, чем в «возмущенном».

С помощью рис. 7.9 можно оценить амплитуду экстремальных и модальных высот: они равны 10—12 км. В СССР средняя высота радиоэха гроз за грозовой сезон в районе Архангельска (64° с. ш.) составляет 7,8 км [59], а на юге страны (40° с. ш.) она может достигать 10 км. Анализ распределений $H_{\max}$ показывает, что в любом районе земного шара возможны грозы с максимальной высотой радиоэха 17—20 км. Однако вероятность появления таких высот будет определяться местными особенностями (синоптическими, сезонными, орографическими и общей интенсивностью грозовой деятельности). Для оценки вероятности превышения верхней границы гроз любого наперед заданного уровня достаточно воспользоваться нормальным законом распределения высот их радиоэха, параметры которого будут определяться повторяемостью гроз в регионе, а также принятой методикой получения и обработки данных. Можно предполагать, что и законы распределений, близкие к нормальному, в первую очередь логнормальный, дадут не менее точные оценки.

7.6. Отражаемость облаков и осадков

Для исследования распределений отражаемости Св воспользуемся обобщениями [202] и нанесем дополнительно на рис. 7.10 данные табл. 7.3 (столбец 9) и распределение $z_{\max}$ в грозах по данным ААОМ [59, 62]. На рис. 7.10 приведены вертикальные профили z , т. е. $z_a(h)$, по данным радиолокационных наблюдений.

Данные, приведенные в работе [177], были получены на западе Небраски с помощью МРЛ на $\lambda=3$ и 5 см. Доказательство существования межгодовой вариации в профилях $z(h)$ представлено двумя профилями [9], построенными по данным для Техаса

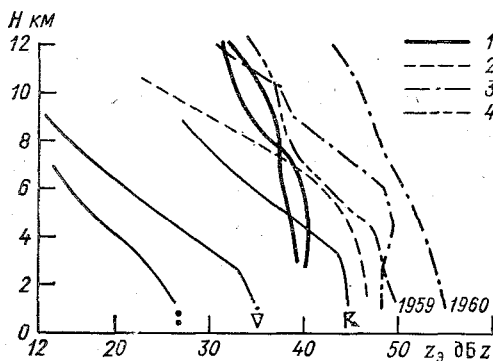


Рис. 7.10. Профили медианной отражаемости $z_{\text{мед}}$ (1—4) и средней отражаемости $z_{\text{ср}}$ (5—7) для различных географических районов.

1 — западная часть Небраски (США) [177]; 2 — Новая Англия (США) [191]; 3 — Техас (США) [202]; 4 — побережье Атлантики (США) [202]; $\triangle$ — СССР, грозы; $\circ$ — СССР, ливни; $\times$ — СССР, обложные осадки.

(3). Различие в $z(h)$ особенно заметно на больших высотах. Профиль $z(h)$, приведенный в [202], получен для всех наблюдавшихся Св. Вертикальные профили $z(h)$ для Св сходны между собой: отражаемость практически не меняется до высоты 4—6 км (уровень изотермы 0°C), а затем плавно уменьшается с градиентом 3 дБз/км. Заметим, что какой-либо заметный выступ в медианном профиле отсутствует, как это обычно бывает при наличии града (см. например, [27, 35, 51, 210]).

Распределение отражаемости в разных слоях подтверждает хорошо известный факт, что с увеличением степени опасности грозы растет ее максимальная отражаемость $z_{\max}$.

Следует отметить, что повторяемость $z_{\max}(h)$ будет определяться выбранным нижним порогом $z_{\min}$ для построения распределений. Как следует из табл. 7.2, ограничение $z_{\min}=30$ дБз (т. е. исключение осадков с $I \leq 3$ мм/ч) исключает из статистической выборки 64 % площади радиоэха с $H \leq 3$ км, наблюдаемой на ИКО МРЛ. Этот вывод подтверждается рис. 7.11. На нем приведены профили $z(h)$ с указанием их повторяемости в Канаде (район Монреаля) [214]. Совпадение их с профилями $z(h)$, приведенными на рис. 7.7 а, еще раз подтверждает, что повторяемость величин $z(h)$ зависит от физико-географических условий. Величина $z_{\max}$ Св с опасными явлениями изменяется от 20 до 70 дБз. Временные вариации зависят от интенсивности осадков и града в регионе и их повторяемости.

Следует признать, что наиболее достоверные сведения о законах распределения $z_{\max}$ в осадках могут дать pluviографические наблюдения. Обработка максимальных значений интенсивности осадков за дождь $I_{\max}$ (мм/ч) и последующий расчет $z_{\max}$ с помощью соотношения (2.6) позволит получить распределение $z_{\max}$ в каждом регионе.

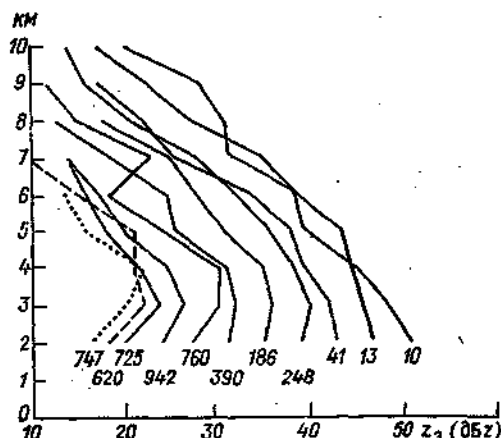


Рис. 7.11. Средние вертикальные профили z_0 (Монреаль, Канада) [214].

Цифры соответствуют числу измерений, по которым производилось осреднение.

В табл. 7.22 приведено распределение повторяемости $I_{\max}$ и рассчитанное по формуле (2.6) распределение повторяемости $z_{\max}$ по данным Валдайского ливнемерного куста [37] (наибольшая величина $I_{\max}$ в выборке — 348 мм/ч) для дождей с продолжительностью менее 60 мин, с $I_{\max} > 6$ мм/ч и для всех дождей независимо от их продолжительности. Пользуясь полученными в п. 7.2 зависимостями, по величине $I_{\max}$ на поверхности можно

Таблица 7.22

Дифференциальная (f) и интегральная (F) повторяемости (%) максимальной интенсивности дождей $I_{\max}$ (мм/ч) и рассчитанных по формуле (2.6) отражаемых z ДБ z и $\lg z_0$ (данные Валдайского ливнемерного куста за 5 лет)

$I_{\max}$ мм/ч	0,6—6	6—12	12—24	24—54	54—130	130—190	>190
z ДБ z	20—35	35—40	40—45	45—50	50—56	56—60	60—64
$\lg z_0$	0,2—1,7	1,7—2,2	2,2—2,7	2,7—3,2	3,2—3,8	3,8—4,2	4,2—4,6
Все дожди (8274 случаев)							
f %	69,0	12,0	7,0	7,2	2,8	1,9	0,1
F %	69,0	81,0	88,0	95,2	98,0	99,9	100
$I_{\max} > 6$ мм/ч (2562 случаев)							
f %	—	38,6	22,6	23,1	9,2	6,2	0,3
F %	—	38,6	61,2	84,3	93,5	99,7	100
Продолжительность дождя не более 60 мин (4319 случаев)							
f %	76,2	9,6	6,2	6,1	5,5	0,3	0,1
F %	76,2	85,8	92,0	98,1	99,6	99,9	100

восстановить вертикальный профиль $z_{\max}(h)$, оценить повторяемость $z_{\max}$ в предположении, что характер опасных явлений одинаков во всех регионах земного шара.

Наибольшее значение $z_{\max}$ в регионе будет определяться наблюдаемой максимальной интенсивностью осадков или максимальными размерами градин, их концентрацией и агрегатным состоянием. Отсюда и такая большая разница в значениях $z_{\max}$, отмеченных в ряде районов СССР и США. Интенсивность осадков и града в США заметно выше, что приводит к большой повторяемости $z_{\max} > 45$ дБ в ряде районов США по сравнению с СССР.

Таким образом, на характер распределения $z_{\max}$ оказывают влияние те же процессы осадко- и градообразования, которые подробно обсуждены при анализе распределений повторяемости высоты радиоэха Св.

Список литературы

Монографии

1. Абшаев М. Т. и др. Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-4, МРЛ-5 и МРЛ-6 в системе гроззащиты/М. Т. Абшаев, И. И. Бурцев, С. И. Ваксенбург, Г. Ф. Шевела.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 230 с.
2. Алибегова Ж. Д. Структура полей жидких осадков за короткие интервалы времени.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 134 с.
3. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии/Пер. с англ. под ред. К. С. Шифрина.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 193 с.
4. Баранов А. М. Фронтальные облака и условия полетов в них.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 237 с.
5. Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 192 с.
6. Баттан Л. Д. Радиолокационная метеорология/Пер. с англ. под ред. Е. М. Сальмана и К. Я. Кондратьева.— Л.: Гидрометеоиздат, 1962.— 196 с.
7. Боровиков А. М. и др. Радиолокационные измерения осадков/А. М. Боровиков, В. В. Костарев, И. П. Мазин, В. И. Смирнов, А. А. Черников.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 140 с.
8. Брылёв Г. Б., Низдойминова Г. Л. Использование радиолокационных данных в синоптической практике. Методическое пособие.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 75 с.
9. Брылёв Г. Б., Низдойминова Г. Л., Степаненко В. Д. Вопросы практического применения радиолокационной метеорологической информации. Обзор.— Обнинск, Изд-во ВНИИГМИ—МЦД, 1978, 60 с.
10. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 216 с.
11. Имянитов И. М., Шварц Я. М., Чубарина Е. В. Электричество облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 92 с.
12. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 455 с.
13. Литвинов И. В. Структура атмосферных осадков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 153 с.
14. Литвинов И. В. Осадки в атмосфере и на поверхности Земли.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 208 с.
15. Мазин И. П., Шмелер С. М. Облака — строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 280 с.
16. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 311 с.
17. Мейсон Б. Дж. Физика облаков/Пер. с англ. под ред. В. Г. Морачевского, Е. С. Селезневой.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961.— 541 с.
18. Мучник В. М. Физика грозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 351 с.
19. Никандров В. Я. Метеорологический аспект электризации конвективного облака.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— с. 22—36.
20. Проблемы радиолокационной метеорологии/Пер. с англ. под ред. Е. М. Сальмана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 188 с.
21. Роджерс Р. Р. Краткий курс физики облаков/Пер. с англ. под ред. И. П. Мазина.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 231 с.
22. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 348 с.
23. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2/Под ред. Г. Б. Брылёва и Е. М. Сальмана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 344 с.
24. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 351 с.
25. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 343 с.
26. Степаненко В. Д., Гальперин С. М. Радиотехнические методы исследования гроз.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 204 с.

27. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град.— Л.: Гидрометеониздат, 1967.— 412 с.
28. Физика облаков/А. М. Боровиков и др.— Л.: Гидрометеониздат, 1961.— 459 с.
29. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде.— М.: Гостехиздат, 1951.— 288 с.
30. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество.— Л.: Гидрометеониздат, 1964.— 401 с.
31. Шметер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеониздат, 1972.— 288 с.

Статьи

32. Абшаев М. Т., Чеповская О. И. О функции распределения града.— Труды ВГИ, 1966, вып. 5, с. 17—23.
33. Абшаев М. Т., Бибилашвили Н. Ш. Радиолокационный метод определения спектра и концентрации градин в конвективных облаках.— Труды ВГИ, 1966, вып. 3(5), с. 10—21.
34. Абшаев М. Т., Дадали Ю. А. К вопросу оптимальности длин волн осадкомерного радиолокатора.— Труды ВГИ, 1972, вып. 21, с. 183—194.
35. Абшаев М. Т. Вероятностно-статистический метод индикации градовых облаков.— Труды ВГИ, 1969, вып. 13, с. 13—22.
36. Абшаев М. Т. и др. Некоторые результаты радиолокационных исследований структуры и динамики грозо-градовых процессов на Северном Кавказе/М. Т. Абшаев, М. Д. Атабиев, Н. М. Мальбахова, А. В. Правосудов.— Труды ВГИ, 1976, вып. 33, с. 81—91.
37. Алибегова Ж. Д., Брылёв Г. Б., Иванова Н. Ф. Соотношения между статистическими характеристиками дождей различной продолжительности по данным Валдайского ливнемерного куста.— Труды ГГО, 1978, вып. 416, с. 71—77.
38. Алибегова Ж. Д., Брылёв Г. Б., Иванова Н. Ф. О связи между максимальными и средними значениями интенсивности дождей по данным радиолокационных и плювиографических наблюдений.— Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 63—66.
39. Алибегова Ж. Д. и др. О привлечении данных МРЛ сети штормоповещения для анализа полусуточных изогнет жидких осадков/Ж. Д. Алибегова, Д. П. Беспалов, Г. Б. Брылёв, Н. Ф. Иванова, А. А. Калиновская.— Труды ГГО, 1976, вып. 375, с. 69—78.
40. Алибегова Ж. Д. и др. Оценка полусуточных сумм осадков по данным сетевых МРЛ/Ж. Д. Алибегова, Д. П. Беспалов, Г. Б. Брылёв, Н. Ф. Иванова.— Труды ГГО, 1978, вып. 411, с. 32—39.
41. Бару Н. В. и др. Результаты использования грозопенелгатора ПАГ-1 в составе метеорологического радиолокатора МРЛ-2 для обнаружения гроз/Н. В. Бару, Г. Б. Брылёв, В. П. Колоколов, Г. Г. Корниенко, М. Е. Соломоник.— Труды ГГО, 1975, вып. 358, с. 96—103.
42. Безнис Л. И., Берюлев Г. П., Костарев В. В. Способ радиолокационного измерения количества атмосферных осадков в горных районах.— Труды ЦАО, 1973, вып. 110, с. 67—72.
43. Бекряев В. К., Довгальюк Ю. А., Зинченко А. В. Применение струйной модели для расчетов облачной конвекции в тропиках.— Труды ГГО, 1977, вып. 383, с. 32—39.
44. Белага М. Д., Костарев В. В. Ошибки усреднения при радиолокационном измерении осадков.— Труды ЦАО, 1975, вып. 121, с. 50—57.
45. Берюлев Г. П. и др. Аппаратура для измерения количества жидких осадков на площади с применением одноволнового метеорологического радиолокатора/Г. П. Берюлев, В. А. Евпьяков, В. В. Костарев, Ю. В. Мельничук, А. А. Черников.— Труды ЦАО, 1975, вып. 121, с. 28—40.
46. Берюлев Г. П. и др. Аппаратура для записи и обработки радиолокационной информации об осадках/Г. П. Берюлев, В. А. Евпьяков, Ю. В. Мельничук, Г. Ф. Пономарева, А. А. Черников.— Труды ЦАО, 1975, вып. 121, с. 41—49.

47. Бибилашвили Н. Ш., Федченко Л. М., Беленцова В. А. Взаимосвязь высоты нижней границы конвективного облака с положением облачной адиабаты.—Труды ВГИ, 1977, вып. 34, с. 99—110.
48. Болондинская Л. С. и др. Использование грозопендгатора-дальномера совместно с метеорологическим радиолокатором в горных условиях/Л. С. Болондинская, Г. Б. Брылёв, Г. Г. Корниенко, В. Д. Плотников.—Труды ГГО, 1978, вып. 411, с. 48—54.
49. Болондинская Л. С., Брылёв Г. Б., Гашина С. Б. Особенности радиометеорологической информации над акваториями северных морей.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран.—Л.: Гидрометеониздат, 1984, с. 128—133.
50. Боровиков А. М., Костарев В. В. О точности измерения высоты облаков радиолокационным методом.—Труды ЦАО, 1961, вып. 36, с. 16—25.
51. Боровиков А. М., Костарев В. В., Шупяцкий А. Б. Некоторые результаты радиолокационных наблюдений эволюции мощных кучевых облаков и оценка результатов воздействия.—Труды ЦАО, 1964, вып. 57, с. 28—33.
52. Бочарников Н. В. Использование струйной модели конвективного облака в оперативной работе системы радиолокационного штормоповещения.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеониздат, 1982, с. 35—38.
53. Брылёв Г. Б. и др. Сравнение данных миллиметрового канала МРЛС и данных самолетного зондирования о границах облачности в радиусе 20 км/Г. Б. Брылёв, Н. С. Дорожкин, А. Е. Рыбакова, А. А. Федоров.—Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 12—21.
54. Брылёв Г. Б. и др. Некоторые результаты наблюдений за трансформацией радиолокационных характеристик мощных кучевых облаков/Г. Б. Брылёв, Б. М. Воробьев, С. Б. Гашина и др.—Труды ГГО, 1969, вып. 243, с. 26—33.
55. Брылёв Г. Б. и др. К вопросу о возможности расчетов некоторых радиолокационных характеристик конвективных облаков/Г. Б. Брылёв, Б. М. Воробьев, С. Б. Гашина и др.—Труды ГГО, 1969, вып. 243, с. 34—38.
56. Брылёв Г. Б. и др. Исследование закономерностей статистического распределения радиолокационных характеристик в разных облачных системах с жидкими осадками/Г. Б. Брылёв, Б. Ш. Дивинская, Р. В. Игнатова, Е. М. Сальман.—Труды ГГО, 1969, вып. 243, с. 8—11.
57. Брылёв Г. Б. и др. Влияние ослабления радиоволн на размеры площади радиоэха зон осадков/Г. Б. Брылёв, Ю. Г. Плещеев, В. Д. Степаненко, Г. Ф. Шевела.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеониздат, 1981, с. 59—63.
58. Брылёв Г. Б. и др. Опыт применения ЭВМ для определения перемещения облачного поля/Г. Б. Брылёв, А. М. Гудыма, А. В. Завдовьев, А. Г. Линев.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеониздат, 1982, с. 25—35.
59. Брылёв Г. Б. и др. Годовые изменения средней высоты радиоэха гроз над территорией СССР по данным выборочной сети МРЛ/Г. Б. Брылёв, С. С. Грачев, Г. И. Куликова, В. Д. Степаненко.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеониздат, 1982, с. 63—75.
60. Брылёв Г. Б. и др. Некоторые методические вопросы измерения интенсивности радиоэха облаков и осадков/Г. Б. Брылёв, В. К. Зотов, Р. В. Игнатова и др.—Труды ГГО, 1971, вып. 261, с. 49—64.
61. Брылёв Г. Б. и др. Критический контроль режимной радиолокационной информации на основании статистических характеристик гроз за сезон/Г. Б. Брылёв, Т. С. Гольм, С. С. Грачев и др.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеониздат, 1984, с. 114—121.
62. Брылёв Г. Б. и др. Статистические характеристики облаков с явлениями по данным автоматизированных и неавтоматизированных радиолокационных наблюдений/Г. Б. Брылёв, С. Б. Гашина, Н. Г. Грачева и др.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеониздат, 1984, с. 133—144.
63. Брылёв Г. Б. и др. Методические основы оперативного получения радиолокационной метеорологической информации об облачности и связанных с нею опасных явлениях/Г. Б. Брылёв, С. Б. Гашина, Б. Ш. Дивинская,

- Е. М. Сальман.— В кн.: Методические основы автоматизированной системы метеорологических наблюдений.— Л.: Гидрометеоздат, 1971, с. 69—119.
64. Брылёв Г. Б., Воробьев Б. М., Грачев С. С. Расчет радиолокационных характеристик конвективной облачности с использованием данных аэрологического зондирования.— Труды ГГО, 1978, вып. 430, с. 39—45.
 65. Брылёв Г. Б., Гашина С. Б., Федоров А. А. Особенности радио-метеорологической информации над акваторией Черного моря.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 167—172.
 66. Брылёв Г. Б., Гашина С. Б. Распознавание облаков вертикального развития на фоне слоистой облачности по радиолокационным параметрам.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1984, с. 174—177.
 67. Брылёв Г. Б., Грачев С. С., Куликова Г. И. Статистические характеристики параметров радиоэха обложных осадков, ливней и гроз.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1981, с. 49—58.
 68. Брылёв Г. Б., Грачев С. С. Об оценке радиолокационной отражаемости и выборе начальных условий при моделировании конвективных облаков.— В кн.: Радиолокационная метеорология, 1981, с. 94—100.
 69. Брылёв Г. Б., Завдовьев А. В., Линева А. Г. Принцип использования совокупности алгоритмов распознавания радиоэха гроз и осадков.— Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 80—85.
 70. Брылёв Г. Б., Завдовьев А. В., Низдойминога Г. Л. Определение параметров движения радиоэха облаков и осадков на основе корреляционного анализа.— Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 93—110.
 71. Брылёв Г. В., Куликова Г. И. О критическом контроле данных сетевых МРЛ по статистическим характеристикам радиоэха опасных явлений.— Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 106—112.
 72. Брылёв Г. Б., Куликова Г. И. Радиолокационные характеристики слоисто-дождевой и кучево-дождевой облачности, возникающей на фоне слоисто-дождевой, по данным МРЛ в радиусе 20 км.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 158—161.
 73. Брылёв Г. Б., Куликова Г. И., Огурьев В. С. Статистические характеристики верхней границы радиоэха обложных осадков и снегопадов.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 154—158.
 74. Брылёв Г. Б., Куликова Г. И. Распределение верхних границ облачности слоистообразных форм и их сочетаний в районах СССР.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1984, с. 121—128.
 75. Брылёв Г. Б., Линева А. Г. Радиолокационные характеристики облачности и осадков, полученные по ячейкам пространства 5×5 км.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1984, с. 145—153.
 76. Брылёв Г. Б., Линева А. Г., Федоров А. А. Погрешности различных способов измерения средней мощности радиоэха облаков.— Труды ГГО, 1971, вып. 261, с. 65—76.
 77. Брылёв Г. Б., Михайлова Е. И. Характеристики изолированных очагов осадков по данным учтенных радиолокационных наблюдений.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1981, с. 81—87.
 78. Брылёв Г. Б., Низдойминога Г. Л. Ослабление радиоволн в осадках и расчет радиолокационных критериев грозоопасности.— Труды ГГО, 1974, вып. 327, с. 111—120.
 79. Брылёв Г. Б., Низдойминога Г. Л. О связи между скоростью и направлением перемещения радиоэха конвективной облачности и воздушными потоками на стандартных барических уровнях.— Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 52—62.
 80. Брылёв Г. Б., Низдойминога Г. Л. Перемещение радиоэха и поле ветра в окружающей среде.— Труды ГГО, 1978, вып. 411, с. 40—47.
 81. Брылёв Г. Б., Низдойминога Г. Л. Движение радиоэха конвективной облачности в зависимости от аэрологических условий в атмосфере.—

- Труды V Всесоюзного совещания по радиометеорологии. М.: Гидрометеоздат, 1981, с. 92—94.
82. Брылёв Г. Б., Низдойминога Г. Л. О причинах изменчивости движения радиоэха Сб.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1981, с. 71—80.
 83. Брылёв Г. Б., Низдойминога Г. Л. Суточный ход осредненных характеристик площади и высоты радиоэха облаков и осадков по наблюдениям сетевых МРЛ в Белоруссии.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 162—167.
 84. Брылёв Г. Б., Низдойминога Г. Л., Степаненко В. Д. Пространственное распределение радиоэха облачности и осадков вокруг большого города.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 75—85.
 85. Брылёв Г. Б., Низдойминога Г. Л. Экспериментальная проверка методики получения сумм осадков на сетевых МРЛ.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 116—129.
 86. Брылёв Г. Б., Низдойминога Г. Л., Якимайнен Н. А. Информация о полусуточных суммах жидких осадков по данным автоматизированного комплекса МРЛС—ЭВМ.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1984, с. 67—72.
 87. Брылёв Г. Б., Огуряев В. С. Радиолокационные критерии шквалов, связанных с кучево-дождевой облачностью.—Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 67—72.
 88. Брылёв Г. Б., Плещеев Ю. Г. Сравнение двух способов радиолокационного определения стадии развития конвективных облаков.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1981, с. 88—93.
 89. Брылёв Г. Б., Рыжков А. В. Ошибки определения границ облаков радиолокационным методом.—Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 8—11.
 90. Брылёв Г. Б., Сальман Е. М. О предельной дальности радиолокационных обнаружений ливневых осадков.—Труды ГГО, 1964, вып. 159, с. 37—42.
 91. Брылёв Г. Б., Сальман Е. М. О возможном способе ежедневной корректировки радиолокационного критерия грозоопасности.—Труды ГГО, 1973, вып. 281, с. 82—85.
 92. Брылёв Г. Б., Сергиенко Е. П. Особенности оперативных данных радиолокатора МРЛ-1 о грозах и ливнях.—Труды ГГО, 1975, вып. 328, с. 104—114.
 93. Брылёв Г. Б., Сергиенко Е. П., Ширяева В. И. Радиолокационные характеристики гроз в районе Киева.—Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 110—117.
 94. Брылёв Г. Б., Сонечкин Д. М. Предварительные результаты применения техники квадратичного дискриминантного анализа для распознавания грозовых и ливневых радиоэхо.—Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 91—102.
 95. Брылёв Г. Б., Сонечкин Д. М., Шведов В. В. Влияние обучающей выборки на распознавание радиоэха гроз и ливней.—Труды ГГО, 1979, вып. 439, с. 86—92.
 96. Брылёв Г. Б., Сонечкин Д. М., Шведов В. В. Исследование надежности распознавания радиоэха гроз и ливней с помощью квазилинейной и квадратичной дискриминантных функций.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 179—186.
 97. Брылёв Г. Б., Федоров А. А. Устройство для непрерывной регистрации интенсивности метеорологического радиоэха.—Труды ГГО, 1967, вып. 217, с. 88—93.
 98. Брылёв Г. Б., Шведов В. В. Радиолокационные критерии грозоопасности в оперативной практике.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 144—154.
 99. Брылёв Г. Б., Якимайнен Ю. А. Мезомасштабные особенности развития кучево-дождевых облаков на атмосферных фронтах.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 86—102.
 100. Ватъян М. Р. Исследование связи скорости порывов ветра (шквалов)

- при грозе с радиолокационными параметрами кучево-дождевых облаков на Северном Кавказе.— Труды ВГИ, 1976, вып. 31, с. 74—81.
101. Ватъян М. Р., Песков Б. Е. Об информативности некоторых радиолокационных параметров кучево-дождевых облаков, сопровождающихся порывами ветра различной силы на Северном Кавказе.— Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 118—128.
 102. Ватъян М. Р., Песков Б. Е. Исследования условий возникновения сильных порывов ветра при градово-грозовых процессах на Северном Кавказе.— Метеорология и гидрология, 1972, № 8, с. 31—37.
 103. Волюнец Л. М. Особенности дискретизации полей осадков при радиолокационных измерениях.— Труды УкрНИГМИ, 1974, вып. 130, с. 118—129.
 104. Волюнец Л. М. и др. Опыт радиолокационного изучения мезоструктуры поля осадков холодного фронта/В. М. Волюнец, Н. П. Заболоцкая, Л. Г. Кононенко, В. М. Мучник.— Труды УкрНИГМИ, 1971, вып. 95, с. 102—117.
 105. Воробьев Б. М. К расчету искусственной кристаллизации мелкокапельных мощных кучевых облаков.— Труды ЛГМИ, 1972, вып. 45, с. 108—116.
 106. Воробьев Б. М. Численная модель стационарного градового процесса в естественных и искусственных регулируемых условиях.— Докл. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1977, т. XIII, № 9, с. 589—593.
 107. Воробьев Б. М., Пономарева О. В. Численное моделирование макродинамических и микрофизических процессов в мелкокапельной конвективной струе.— Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 255—264.
 108. Воронов Г. С. и др. Радиолокационные исследования траекторий движения кучево-дождевых облаков.— Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л.: Гидрометеоиздат, 1970, с. 346—350.
 109. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Радиолокационные признаки характера облачных систем и их эволюции.— Труды ГГО, 1967, вып. 217, с. 15—23.
 110. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Применение методов статистического распознавания к задаче радиолокационной классификации облаков.— Труды ГГО, 1971, вып. 261, с. 20—28.
 111. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Статистические особенности радиолокационных характеристик конвективных облаков в разных физико-географических условиях.— Труды ГГО, 1969, вып. 243, с. 12—15.
 112. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Определение характера зимних осадков по их радиолокационным характеристикам.— Труды ГГО, 1969, вып. 243, с. 23—25.
 113. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Особенности радиолокационных характеристик грозовых облаков.— Труды ГГО, 1965, вып. 173, с. 19—25.
 114. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Локализация осадков и грозоопасных зон по их радиолокационным характеристикам.— Труды ГГО, 1967, вып. 217, с. 33—39.
 115. Гашина С. Б., и др. Сравнение эффективности неавтоматизированного и автоматизированного способов получения метеорологической радиолокационной информации/С. Б. Гашина, Б. Ш. Дивинская, А. Г. Линева, Е. М. Сальман.— Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 34—38.
 116. Гольберг М. А., Матвеева Л. И., Артеменок С. В. Грозы территории Белоруссии по данным МРЛ.— Труды НИИГМП, 1975, вып. 61, с. 43—49.
 117. Глушкова Н. И. Исследование взаимосвязи между различными параметрами кучево-дождевого облака для усовершенствования прогноза осадков.— Труды ГМЦ, 1978, вып. 201, с. 38—46.
 118. Глушкова Н. И. и др. Метод прогноза ливней, гроз и града с использованием аэросиноптических, радиолокационных и спутниковых данных/Н. И. Глушкова, Г. Г. Громова, В. Ф. Лапчева, Н. Н. Литвин.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 136, с. 42—45.
 119. Дивинская Б. Ш., Брылёв Г. Б., Сальман Е. М. Радиолокационные характеристики полей с мощными кучевыми облаками и их связь с термодинамическим состоянием атмосферы.— Труды ГГО, 1969, вып. 243, с. 16—22.

120. Довиак Р. Дж., Зрнич Д. С., Сирманс Д. С. Метеорологические доплеровские радиолокационные станции.—ТИИЭР, 1979, т. 67, № 11, с. 63—102.
121. Дорожкин Н. С., Огурьев В. С. Характеристики облачности в Антарктиде в зимний период по наблюдениям на МРЛС.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1982, с. 129—132.
122. Дубровина Л. С. Толщина облаков над территорией СССР.—Труды НИИАК, 1975, вып. 78, с. 3—12.
123. Иванова Т. В., Линев А. Г., Попова Н. Д. Характеристики радиоэха облаков и осадков по данным автоматизированных наблюдений.—Труды ГГО, 1974, вып. 327, с. 26—31.
124. Иванов А. А. и др. Радиолокационный метод исследования пространственной структуры турбулентности в облаках и осадках/А. А. Иванов, Б. П. Колосков, Ю. В. Мельничук, А. А. Черников.—Труды IV Всесоюзного совещания по радиометеорологии, 1978, с. 37—41.
125. Иванов А. А. Возможности современной одноволновой радиолокации в измерении водности и концентрации частиц облаков и осадков.—Труды ЦАО, 1973, вып. 110, с. 54—56.
126. Иванов А. А. О методе индикации неоднородностей поля ветра в облаках с помощью некогерентных радиолокационных станций.—Труды ЦАО, 1977, вып. 126, с. 37—47.
127. Игнатова Р. В., Петрушевский В. А. Эффективность и обеспеченность радиолокационных обнаружений облаков, не дающих осадков.—Труды ГГО, 1965, вып. 173, с. 3—8.
128. Исследования колебаний циркуляции атмосферы применительно к долгосрочным метеорологическим прогнозам в Арктике.—Труды ААНИИ, 1972, вып. 313. 71 с.
129. Камышанова В. А., Лободин Т. В., Павлова Г. П. Климатические типы гроз и грозовая деятельность.—Труды ГГО, 1980, вып. 424, с. 40—44.
130. Корниенко Е. Е. Структура и эволюция некоторых типов кучево-дождевых облаков.—Труды УкрНИГМИ, 1980, вып. 172, с. 3—70.
131. Костарев В. В. и др. Развитие радиолокационных методов исследования облаков и осадков/В. В. Костарев, Ю. В. Мельничук, В. М. Мучник, Л. М. Волынец, А. А. Черников.—Труды V Всесоюзного метеорологического съезда, т. 4. Л.: Гидрометеиздат, 1972, с. 173—177.
132. Котов Н. Ф., Николаев П. Н. Метод радиолокационных наблюдений ливней и гроз.—Труды ЦАО, 1958, вып. 20, с. 17—25.
133. Котов Н. Ф. Радиолокационные характеристики ливней и гроз.—Труды ГГО, 1960, вып. 102, с. 63—93.
134. Линев А. Г. и др. Сравнительная оценка эффективности различных алгоритмов радиолокационной классификации гроз и ливней/А. Г. Линев, В. С. Опришко, Н. Д. Попова, Е. М. Сальман.—Труды ГГО, 1973, вып. 281, с. 86—89.
135. Маховер З. М. Общие закономерности распределения тропопазы над северным полушарием.—Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1975, вып. 10, с. 3—9.
136. Минакова Н. Е. Результаты анализа радиолокационных данных по распознаванию ливней и гроз.—Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 136, с. 35—41.
137. Минакова Н. Е. Некоторые данные о продолжительности жизни системы радиоэха при различных синоптических ситуациях.—Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 109, с. 53—61.
138. Наливкин Д. А. Смерчи. Наука, 1984.—58 с.
139. Низдойминога Г. Л. Радиолокационные характеристики конвективной облачности в Карибском море.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1981, с. 64—70.
140. Низдойминога Г. Л. Исследование особенностей распределения характеристик радиоэха осадков и облачности вокруг большого города по данным комплекса МРЛ-5—М-6000.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1984, с. 53—64.

141. Ньютон Дж. Гидродинамическое взаимодействие с окружающим полем ветра как один из факторов развития кучевых облаков. В кн.: Динамика кучевых облаков/Пер. с англ.— М.: Мир, 1964, с. 187—200.
142. О составе, точности и пространственно-временном разрешении информации, необходимой для гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства и службы гидрометеорологических прогнозов.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 220 с.
143. Пастушков Р. С., Шмидт С. М. Влияние вертикальной структуры поля ветра на развитие кучевых и кучево-дождевых облаков.— Труды Всесоюзного метеорологического съезда, т. IV.— Л.: Гидрометеоздат, 1972, с. 178—193.
144. Песков Б. Е. Исследование взаимосвязи вертикального распределения температуры, влажности воздуха и ветра на развитие мощных конвективных облаков.— Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 199, с. 42—49.
145. Песков Б. Е. Связь пространственной структуры радиолокационного эха с объективными характеристиками фронтов.— Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 35, с. 69—89.
146. Песков Б. Е., Снитковский А. И. Анализ условий возникновения сильных шквалов с использованием спутниковых и радиолокационных данных.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 56, с. 84—92.
147. Песков Б. Е., Ватъян М. Р., Вербицкая С. Н. К прогнозу шквалов с использованием радиолокационных данных.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 185, с. 82—85.
148. Петренко Н. В., Васильев А. А., Песков Б. Е. Условия образования и прогноз важных для авиации метеорологических условий.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 79, 103 с.
149. Погосян Х. П., Бачурина А. И. О некоторых особенностях метеорологического режима крупных городов.— Известия Всесоюзного географического общества, 1975, 107, № 3, с. 245—248.
150. Покровская Т. В., Бычкова А. Т. Климат Ленинграда и его окрестностей.— Л.: Гидрометеоздат, 1967.— 199 с.
151. Плещеев Ю. Г. Погрешности радиолокационной отражаемости облаков и осадков метеорологическим радиолокатором.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1981, с. 101—108.
152. Решетов Г. Д. О продолжительности развития и существования очагов и ливней.— Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 56, с. 62—68.
153. Сальман Е. М. и др. Комплексное использование радиолокационных и спутниковых наблюдений при анализе мезо- и макромасштабных облачных систем/Е. М. Сальман, Г. Б. Брылёв, Б. Ш. Дивинская и др.— Метеорология и гидрология, 1962, № 2, с. 44—49.
154. Сальман Е. М. и др. Численный эксперимент по распознаванию грозовых Сб/Е. М. Сальман, С. Б. Гашина, А. Г. Линева, Н. Д. Попова.— Труды ГГО, 1974, вып. 327, с. 32—39.
155. Сальман Е. М., Петрушевский В. А. Определение высоты кучево-дождевых облаков радиолокационным методом.— Труды ГГО, 1964, вып. 159, с. 48—58.
156. Сальман Е. М., Гашина С. Б., Дивинская Б. Ш. Радиолокационные критерии разделения грозовой и ливневой деятельности.— Метеорология и гидрология, 1969, № 4, с. 79—83.
157. Сальман Е. М. Влияние неоднородности распределения отражаемости на точность ее измерений.— Труды ГГО, 1973, вып. 281, с. 14—18.
158. Сальман Е. М., Гашина С. Б., Линева А. Г. Некоторые вопросы автоматизированного получения анализа радиолокационной информации.— Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 113—117.
159. Солонин А. С. К вопросу применения теории распознавания образов для анализа радиолокационной метеорологической информации.— Труды ГГО, 1979, вып. 430, с. 73—79.
160. Солонин А. С. Использование радиолокационной метеорологической информации в логических моделях управления воздушным движением.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеоздат, 1982, с. 57—62.

161. Солонин А. С. Синтез адаптивных алгоритмов анализа радиолокационной метеорологической информации.— В кн.: Радиолокационная метеорология. Л.: Гидрометеониздат, 1982, с. 186—193.
162. Стасенко В. Н., Гальперин С. М. Динамика грозового облака по данным радиотехнических наблюдений.— Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 129—135.
163. Степаненко В. Д., Гальперин С. М. Радиолокационная отражаемость и геометрические размеры ливней и гроз.— Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 148—153.
164. Степаненко В. Д. Об эффективности получения и использования радиолокационной метеорологической информации.— Труды ГГО, 1976, вып. 383, с. 26—33.
165. Черников А. А. Радиолокационные методы наблюдений и их перспективы.— Труды ЦАО, 1976, вып. 117, с. 60—73.
166. Степаненко В. Д. Аэрологические условия развития смерчевого облака 23 июля 1973 г.— Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 141—144.
167. Чистяков А. Д., Минакова Н. Е., Чуприн С. Ф. Методика составления прогноза погоды заблаговременностью 1—4 часа для Москвы.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 116, с. 91—98.
168. Шупяцкий А. Б., Диневич Л. А., Тычина Р. П. Дистанционная индикация града в облаках по радиолокационным характеристикам радиолокационного сигнала.— Труды ЦАО, 1975, вып. 121, с. 18—27.
169. Шупяцкий А. Б., Моргунов С. П., Иванов А. П. Радиолокационные наблюдения облаков во внутритропической зоне конвергенции Атлантики.— В кн.: ТРОПЭКС-72. Л.: Гидрометеониздат, 1974, с. 379—392.
170. Шупяцкий А. Б., Коротов А. И., Пастушков Р. С. Радиолокационные исследования эволюции облаков в Восточной Атлантике.— В кн.: ТРОПЭКС-74. Л.: Гидрометеониздат, 1976, с. 112—126.
171. Яковлев Б. Р. Пример использования метеорологической радиолокационной станции для наблюдений за рассеянием фронтальной облачности в период работ по искусственному воздействию.— Труды ГГО, вып. 217, 1967, с. 65—68.
172. Aarons R. W., McClellan, Olcott J. W., Parrish R. Thunderstorms—an Update.— Bus. and Commer. Aviation, 1980, v. 47, pp. 46—60.
173. Austin P. M., House R. A. Analysis of Mesoscale Precipitation Areas.— J. Appl. Met., 1972, v. 11, pp. 926—935.
174. Bennets D. A., Bader M. J., Marles R. H. Convective Cloud Merging and Its Effecty on Rainfall—Nature. V. 300, No. 4, 1982, p. 42—45.
175. Bezold W., von Gewitter E. Vorhersage und Gefahren fur Luftfahrzeuge.— Gruppenpra is, 1976, v. 20, No. 4, p. 257—265.
176. Biondini R. Cloud Motion and Rainfall Statistics.— J. Appl. Met., 1976, v. 15, p. 205—224.
177. Boyd E. I., Musil D. J. Radar Climatology of Convective Storm in Western Nebraska.— Preprints 14th Radar Meteor. Conf., Tuscon, Amer. Meteor. Soc., 1970, pp. 433—437.
178. Braham R. R., Dungeu M. J. A Study of Urban Effects on Radar First Echoes.— J. Appl. Met., 1978, v. 17, No. 5, pp. 644—654.
179. Brandes E. A. Optimizing Rainfall Estimates with the Aid of Radar.— J. Appl. Met., 1975, v. 14, No. 7, pp. 1339—1345.
180. Browning K. A. The Role of Radar in Weather Forecasting.— Phys. Technology, v. 14, 1983, pp. 140—143.
181. Browning K. A., et al. Structure of an Evolving Hailstorm.— Mon. Wea. Rev., 1976, v. 104, pp. 603—610.
182. Byers H. R., Braham R. R. The Thunderstorm. Report of the Thunderstorm Project.— Govt. Printing Office, Washington, D. C., 287 p.
183. Breuer L. J. Results of Four Years Measurements of Radar Reflectivity and Rainfall Rate at Bonn.— Preprints 16th Radar Met. Conf., 1975, Houston, AMS, pp. 387—390.
184. Carte A. F., Kidder R. E. Lightning in Relation to Precipitation.— J. Atm. and Terr. Phys., v. 39, pp. 139—148.

185. Changnon S. A., Semonin R. J., Huff F. A. A Hypothesis for Urban Rainfall Anomalies.— *J. Appl. Met.*, 1976, v. 15, No. 6, pp. 544—560.
186. Changnon S. A. Effects of Urban Areas and Echo Merging on Radar Echo Behavior.— *J. Appl. Met.*, 1976, v. 15, No. 6, pp. 561—570.
187. Chisholm A. J. Small-Scale Radar Structure of Alberta Hailstorms.— *Preprints 12th Radar Met. Conf.*, 1966, Norman, AMS, pp. 339—341.
188. Cooley D. S. The Radar Guidance Program. 1978 United States Department of Commerce, NOAA, National Weather Service, pp. 1—10.
189. Counte Consultatif International des Radiocommunications (CCIR). 1974, Radiometeorological Data. Rep. 235—2, 563, 92—112.
190. Darrah R. P. On the Relationship of Severe Weather to Radar Tops.— *Mon. Wea. Rev.*, 1978, v. 106, pp. 1332—1339.
191. Donaldson R. J. Radar Reflectivity Profiles in Thunderstorms.— *J. Appl. Met.*, 1961, v. 18, pp. 292—305.
192. Drufuca G., Pawlina A. Some Statistics of Radar Precipitation Patterns.— *Preprints 16th Radar Met. Conf.*, pp. 438—441.
193. Fenner J. H. The Motion of Thunderstorms Cells in Relation to the Mean Wind and Mean Wind Shear.— *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1976, v. 102, No. 432, pp. 459—461.
194. Harrold T. W., Austin P. M. The Structure of Precipitation System.— *A Review J. de recherches atmospheriques*, 1974, v. 8, No. 1—2, pp. 41—57.
195. Held G. The Probability of Hail in Relation to Radar Echo Heights on the South African Highveld.— *J. Appl. Met.*, v. 17, June 1978, pp. 755—763.
196. Hill F., Lewis W. The Distribution and Frequency of High Cumulonimbus Tops near Singapore as Measured by 10 cm Radar.— *The Meteorological Magazine*, 1974, 103, No. 1219, pp. 29—48; No. 1220, pp. 15—53.
197. Hizer H. W., Adt R. R. Precipitation Echo Heights in South Florida.— *Preprints 9th Radar Met. Conf.*, 1961, Kansas City, AMS, pp. 90—95.
198. House R. A., Hobbs P. V. Organization and Structure of Precipitating Cloud Systems.— *Adv. Geophys.*, 1982, v. 24, pp. 225—315.
199. Hudlow M. W. Radar Echo Climatology East of Barbados Derived from Data Collected During BOMEX.— *Preprints 14th Radar Met. Conf.*, 1973, Tuscon, AMS, pp. 433—437.
200. Huff F. A. Statistics of Precipitation.— *J. de recherches atmospheriques*, 1974, v. 8, No. 1—2, pp. 73—78.
201. Katz I. A Rain Cell Model.— *Preprints 18th Radar Met. Conf.*, 1978, Atlanta, AMS, pp. 442—447.
202. Konrad T. G. Statistical Models of Summer Rain-Showers Derived from Fine-Scale Radar Observation.— *J. Appl. Met.*, 1978, v. 17, pp. 171—188.
203. Kessler E. Tornadoes.— *BAMS*, 1970, v. 51, No. 10, pp. 926—936.
204. Lee J. T. Comparison of Thunderstorms over Oklahoma and Malaysia Based on Aircraft Measurements.— *RA e S /CASI/ AIAA Int. Conf. Atm. Turbulence Proc.*, 1971, London, s. a. 3/1—3/13. Discuss. B1—B2.
205. Lopez P. E. Internal Structure and Development Processes of C Scale Aggregates of Cumulus Clouds. *Mon. Wea. Rev.*, 1978, v. 106, pp. 1488—1494.
206. Lopez P. E. The Lognormal Distribution and Cumulus Cloud Population.— *Mon. Wea. Rev.*, 1977, v. 105, pp. 865—872.
207. Mader G. N. Numerical Study of Storms in the Transvaal.— *The South African Geogr. J.*, 1979, v. 61, No. 2, pp. 85—98.
208. Marwitz J. D. The Structure and Motion of Severe Hailstorms.— *J. Appl. Met.*, 1972, v. 11, No. 1, pp. 166—201.
209. Muench H. S. Use of Digital Radar Data in Severe Weather Forecasting.— *BAMS*, 1976, v. 57, No. 3, pp. 298—303.
210. Miller J. R., Dennis A. S., Hirsch J. H., Coin D. E. Statistics of Shower Echo in Western North Dakota.— *Preprints 15th Radar Met. Conf.*, 1972, Urbana, AMS, pp. 391—396.
211. Narayanan V. A Radar Analysis of Equatorial Precipitating Clouds at Thymba.— *Indian J. Met. and Geophys.*, 1970, v. 21, No. 4, pp. 647—650.
212. Omoto Y. Hailstorms in Japan.— *Proc. WMO/IAMAP Sci. Conf. Wea. Modification*, Tashkent, WMO, No. 399, Geneva, pp. 207—215.

213. Parrish R. Radar Season — Longer than You Might Expect. *Business and Commer.—Aviation*, 1978, v. 43, No. 3, pp. 114—119.
214. Rogers R. R., Yan M. K. Areal Extent and Vertical Structure of Radar Weather Echoes at Montreal.—*Pure and Appl. Geophys.*, 1982, v. 120, pp. 273—285.
215. Schlensener R. A., Grant L. O. Characteristics of Hailstorms in the Colorado State University Network, 1960—1961.—*Preprints 9th Radar Met. Conf.*, 1961, Kansas City, AMS, pp. 140—145.
216. Smith P. L., Hardy R. K., Glover K. M. Applications of Radar to Meteorological Operations and Research. *Pr IEE*, 1974, v. 62, No. 6, pp. 724—745.
217. Smith P. L., Cain D. E., Dennis A. S. Derivation of an Z—R Relationship by Computer Optimization and Its Use in Measuring Daily Areal Rainfall.—*Preprints 17th Conf. on Radar Met.*, 1976, Seattle, AMS, pp. 461—466.
218. Stansburg E. J., Marshall J. S. Sferics at Two Stations Compared with Radar Observed Precipitation.—*Atmosphere—Ocean* 16 (3), 1978, pp. 281—292.
219. Subramanian D. V. Radar Observations of Cyclones in the Arabian Sea and the Bay of Bengal Mausam, 1981, v. 32, No. 2, pp. 189—194.
220. Thomas S. I. T., Raghavendra V. K. Heights of Cb Cloud Tops over Deccan Plateau and Adjoining Plains of Andhra Pradesh and East Maharashtra.—*A Radar Study Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, 1977, v. 28, No 4, pp. 497—482.
221. Thunderstorms on the Great Plains.—*NCAR Quart.*, 1971, v. 32, pp. 4—7.
222. Warner C., Austin G. L. Statistics of Radar Echoes on Day 261 of GATE.—*Mon. Wea. Rev.*, 1978, v. 106, pp. 983—994.
223. Woodley W. L., Olsen A. R., Herndon A., Wiggert V. Comparison of Gage and Radar Methods of Convective Rain Measurement.—*J. Appl. Met.*, 1975, v. 14, No 5, pp. 909—928.
224. WSR-74 C and S Band Meteorological Radar as Built for US National Weather Service — Enterprize Electronic Corporation, Alabama, USA.
225. Cruz L. A. Veneznelen rainstorms as seen by radar. *J. Appl. Met.*, 1973, v. 12, N 1, pp. 119—126.
226. Chowdhury A. B., Nair K. G., Banerjee A. K. Climatology of radar echoes around Nagrup during summer monsoon.—*Judian J. Met. and Geophys.*—1972, v. 23, pp. 71—74.

Оглавление

Предисловие	3
Глава 1. Оценка достоверности радиолокационной информации об облачности и осадках	4
1.1. Основные радиолокационные характеристики облачности	—
1.2. Эффективный радиус обнаружения облаков и осадков	12
1.3. Методика наблюдений и точность определения радиолокационных характеристик облаков и осадков	14
1.4. Классификация облаков и осадков по их радиолокационным характеристикам и ее связь с данными наземных визуальных наблюдений	29
Глава 2. Радиолокационные характеристики жидких осадков по данным МРЛ	38
2.1. Радиолокационная отражаемость и интенсивность осадков	—
2.2. Радиолокационные характеристики изолированных очагов осадков	50
2.3. Оценка полусуточных сумм осадков по данным сетевых МРЛ	57
2.4. Пространственное распределение радиоэха облаков и осадков вокруг больших городов	69
Глава 3. Статистические характеристики радиоэха слоистообразной облачности	76
3.1. Наблюдения за слоистообразной облачностью на МРЛ	—
3.2. Пространственно-временная изменчивость радиоэха слоистообразной облачности	79
3.3. Статистические характеристики верхней границы радиоэха слоистообразной облачности без осадков	84
3.4. Статистические характеристики высоты верхней границы радиоэха обложных дождей и снегопадов	89
3.5. Радиолокационные характеристики кучево-дождевой облачности, образующейся на фоне слоисто-дождевой, по данным МРЛ в радиусе 20 км	93
3.6. Радиолокационные характеристики облаков в Антарктиде	98
Глава 4. Пространственно-временная изменчивость радиолокационных характеристик конвективных облаков	99
4.1. Трансформация радиоэха конвективных облаков	—
4.2. Радиолокационные признаки стадии развития конвективных облаков	112
4.3. Суточный и сезонный ход радиолокационных характеристик	115
Глава 5. Критерии распознавания явлений, связанных с кучево-дождевыми облаками	130
5.1. Применение техники квадратичного дискриминантного анализа для разработки радиолокационных критериев грозоопасности	—
5.2. Радиолокационные критерии шквалов, связанных с Сб	148
Глава 6. Перемещение облаков и облачных систем	154
6.1. Способы определения скорости и направления перемещения радиоэха	—
6.2. Перемещение РКО и стратификация ветра в нижней тропосфере	156
6.3. Изменчивость характеристик перемещения РКО и стратификация ветра в нижней тропосфере	160
6.4. Перемещение радиоэха облачных систем	165

6.5. Влияние неоднородностей подстилающей поверхности на траекторию перемещения радиоэха облачности	168
6.6. Определение характеристик движения с помощью корреляционного анализа полей РОЗО	170
Глава 7. Статистические характеристики радиоэха облаков и осадков . .	173
7.1. Статистические исследования радиолокационных характеристик облаков и осадков	—
7.2. Статистические зависимости между высотой радиоэха конвективных облаков и интенсивностью осадков	179
7.3. Радиолокационные характеристики гроз в некоторых районах СССР	194
7.4. Параметры распределений характеристик радиоэха явлений над акваториями морей и прибрежными районами	199
7.5. Высота радиоэха Св в разных физико-географических районах	203
7.6. Отражаемость облаков и осадков	216
Список литературы	219

*Георгий Борисович Брылёв
Светлана Борисовна Гашина
Геннадий Леонидович Низдойминова*

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ
ХАРАКТЕРИСТИКИ
ОБЛАКОВ
И ОСАДКОВ

Редактор О. В. Лапина. Художник Н. Н. Гульковский. Техн. редактор Г. В. Ивкова.
Корректор И. Б. Михайлова.

ИБ № 1658

Сдано в набор 19.09.85. Подписано в печать 22.01.86. М-15012. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 14,5. Кр.-отт. 14,5. Уч.-изд. л. 16,5. Тираж 1380 экз. Индекс МОЛ-181. Заказ № 350. Цена 2 р. 80 к.
Гидрометеониздат, 199053, Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6