

**А. М. БОРОВИКОВ, В. В. КОСТАРЕВ, Н. П. МАЗИН,
В. И. СМЕРНОВ, А. А. ЧЕРНИКОВ**

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ

Под редакцией
А. М. БОРОВИКОВА
и В. В. КОСТАРЕВА



**ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1967**

В книге рассматривается теория радиолокации множественной цели применительно к радиолокации дождя. Излагаются физические основы метода измерений, обобщаются и описывается методика сравнительных радиолокационных и плевниографических наблюдений, а также методика обработки массового материала. Даются сведения об аппаратуре и о результатах работ по выяснению возможностей радиолокационных измерений жидких осадков.

Предназначена для специалистов и научных работников в области метеорологического применения радиолокации и распространения радиоволн в тропосфере, а также для студентов и аспирантов. Может быть полезной при разработке специальной радиолокационной аппаратуры.

The book is concerned with the target complex theory as conformed to radio detection and ranging of rainfall. The physical basis of radar measurements is dealt with, as well as comparative methods of radar and pluviograph observations. Radar data processing is described. The author gives some information about radar instrumentation and about some results of work on probabilities of radar precipitation measurements.

The book is designed to those who work in the field of radar meteorology and of scattering of radio waves in the troposphere, as well as to students and postgraduates. It can be of use in development of radar aid.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Требования, предъявляемые различными отраслями народного хозяйства к измерениям осадков, весьма разнообразны. Так, для удовлетворения запросов сельского хозяйства требуются в основном сведения о количестве осадков, выпавших за длительные периоды — недели, декады, месяцы — на достаточно больших площадях. Оперативность сбора данных здесь играет второстепенную роль. Наоборот, для обеспечения нормальной работы многих гидроэнергетических и гидротехнических сооружений, а также для решения ряда гидрологических задач требуются данные о количестве осадков, выпавших за короткие отрезки времени — сутки и даже часы, нередко над относительно небольшими территориями — бассейнами рек в несколько сотен, а иногда и десятков квадратных километров, но зато поступающие как можно быстрее, особенно в случае осадков большой интенсивности. Аналогичные сведения, но поступающие с еще большей оперативностью, нужны и для службы оповещения об опасных метеорологических явлениях (внезапных повышении уровня рек и водоемов, наводнениях и т. п.).

Иные требования выдвигает служба прогнозов. Для нее главное — простота и оперативность сбора единовременной информации о количествах осадков с огромных территорий, соизмеримых с территорией страны, за промежутки времени 3—12 час.

В настоящее время в Гидрометслужбе проводится комплекс мероприятий по техническому перевооружению наблюдательной сети. Конечной целью этих мероприятий является создание общей системы средств наблюдения, сбора, передачи и обработки данных, обеспечивающей подробную и оперативную метеорологическую информацию по всей территории страны.

Многие проблемы технического перевооружения сети требуют проведения специальных научно-исследовательских работ для выбора принципов и разработки техники метеороло-

гических измерений, которые могут быть положены в основу такого перевооружения. К таким проблемам, бесспорно, относится задача измерения жидких осадков — величины весьма изменчивой во времени и пространстве.

Существующий метод измерения количества осадков с помощью наземной сети осадкомеров и плювиографов, требующий сотен тысяч измерительных приборов, чрезвычайно неоперативен и, по существу, не поддается автоматизации при сборе, обработке и передаче информации. Кроме того, капиталовложения, эксплуатационные расходы и трудности сбора, обработки и централизации информации об осадках для сети достаточной плотности при данном способе измерений были бы слишком велики.

В то же время работы, проведенные в СССР и за рубежом, показали принципиальную возможность радиолокационных измерений жидких осадков, очаги которых могут находиться на расстоянии до 100—150 км от радиолокатора. Радиолокационный метод измерения осадков, при котором с одного пункта наблюдения можно получить данные об осадках на площади в несколько десятков тысяч квадратных километров, может дать существенный экономический выигрыш, упростить сбор, передачу и обработку результатов измерений. Кроме того, при этом возникают новые качества информации, такие, например, как получение за несколько минут общей картины распределения осадков на огромных пространствах.

Несмотря на то что первые опыты радиолокационного измерения осадков были проведены более 15 лет тому назад и с тех пор в СССР и за рубежом было выполнено большое количество теоретических и экспериментальных работ по этой проблеме, надежных данных о точности радиолокационного метода измерения осадков до сих пор не существует. Более того, имеющиеся в литературе сведения весьма противоречивы.

В связи с этим в 1964—1965 гг. в Центральной аэрологической обсерватории, Государственном гидрологическом институте и Украинском научно-исследовательском гидрометеорологическом институте были проведены широкие экспериментальные исследования радиолокационного метода измерения осадков для выяснения его возможностей и ограничений¹. Общее руководство работами осуществлялось рабочей комиссией под председательством В. А. Урываева. На проведение работ был дан крайне ограниченный срок — менее двух

¹ Для решения некоторых вспомогательных задач к работам привлекались также Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова и Институт прикладной геофизики.

лет. Такая ограниченность во времени, естественно, сказалась на выборе методов исследования.

Экспериментальные работы, связанные с организацией, проведением и обработкой наблюдений на плевнотрихических полигонах, проводились сотрудниками Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории ГГИ под руководством В. С. Голубева.

Разработка, выполнение и настройка радиолокационной и радиоизмерительной аппаратуры, ее эксплуатация и обеспечение круглосуточных наблюдений осуществлялись силами сотрудников лаборатории радиолокации ЦАО — В. В. Костаревым, Л. И. Безнисом, И. Г. Потемкиным, Г. П. Берюлевым, А. А. Черниковым и др. Обработка результатов радиолокационных наблюдений производилась сотрудниками лаборатории физики облаков ЦАО под руководством А. М. Боровикова, И. П. Мазина, В. И. Смирнова, Б. Ш. Шапиро.

Глава I написана А. А. Черниковым и В. В. Костаревым, глава II — И. П. Мазиным при участии А. М. Боровикова и А. А. Черникова, глава III — А. А. Черниковым, В. В. Костаревым, И. Г. Потемкиным и Г. П. Берюлевым, глава IV — В. И. Смирновым и И. П. Мазиным при участии А. М. Боровикова, глава V — А. М. Боровиковым, И. П. Мазиным, В. В. Костаревым при участии В. И. Смирнова.

Ряд полезных советов и указаний при подготовке рукописи к печати был дан В. Д. Степаненко, за что авторы выражают свою искреннюю благодарность.

СПИСОК ОСНОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

- A и b — константы в соотношении $Z = A I^b$
 B — затухание, вводимое в приемный тракт радиолокатора (дБ)
 C — постоянная радиолокатора, связывающая $\bar{P}_r$ и Z $\left(\frac{\text{Вт} \cdot \text{км}^2}{\text{мм}^6/\text{м}^3} \right)$
 $C_1 = \frac{C}{R^2} \left(\frac{\text{Вт}}{\text{мм}^6/\text{м}^3} \right)$
 D — диаметр капель
 H — слой осадков
 h — пространственная протяженность зондирующего импульса
 I — интенсивность осадков
 K — коэффициент согласования, являющийся коэффициентом перехода от слоев осадков, определенных по радиолокационным данным в условных единицах, к слоям осадков в миллиметрах
 K_0 — величина коэффициента согласования, приводящая к минимальным средним квадратическим ошибкам
 k — коэффициент ослабления радиоволн (дБ/км)
 N — счетная концентрация частиц осадков
 $n(r)$ и $n(D)$ — распределение капель осадков соответственно по радиусам и диаметрам
 P_t — импульсная мощность радиолокатора
 $\bar{P}_r$ — средняя мощность радиозахвата на входе приемника радиолокатора
 $\bar{P}_r = \bar{P}_t \frac{R^2}{R_0^2}$
 $\bar{P}_{r0}^*$ — минимально регистрируемая величина $\bar{P}_r^*$
 R — расстояние от радиолокатора до цели
 R_0 — расстояние коррекции
 V — скорость установившегося падения частиц осадков относительно воздуха
 Z_g — радиолокационная отражаемость ($\text{мм}^6/\text{м}^3$)
 Z — радиолокационная отражаемость в релеевском приближении
 η — объемная отражаемость (сечение обратного рассеяния единицы объема)
 κ — безразмерный коэффициент, учитывающий ослабление радиоволн
 λ — длина волны
 μ — безразмерный множитель в соотношении связи $\bar{P}_r$ с Z , учитывающий отклонение рассеяния от релеевского
 σ и σ_0 — соответственно средняя квадратическая ошибка измерения осадков радиолокатором и ее минимальное значение (главы IV и V)
 σ_z и σ_{0z} — соответственно средняя квадратическая относительная ошибка измерения осадков радиолокатором и ее минимальное значение (главы IV и V)
 Φ — коэффициент заполнения (безразмерная величина)

Индексы

- пл — пьювиографические величины (измеренные наземной сетью)
 усл — условные величины (измеренные радиолокатором в условных единицах)
 рл — радиолокационные величины (измеренные радиолокатором и переведенные в обычные единицы измерения)

Глава I

МЕТОДЫ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОСАДКОВ

Начиная с 1945 г., когда Райд [91] применил строгую теорию рассеяния электромагнитных волн на диэлектрических сферах, развитую Ми [83], для расчета обратного рассеяния от частиц осадков, выполнено большое количество теоретических работ, позволяющих с достаточной точностью вычислить эффективную площадь рассеяния и поглощения для жидких осадков, если известны концентрация и спектр размеров капель. Решение обратной задачи — определение концентрации и спектра капель по средней мощности радиоэхо или поглощению на пути распространения радиоволн — невозможно без дополнительных данных о спектре капель осадков. Поскольку спектры осадков сильно изменяются во времени и пространстве, определение интенсивности или водности осадков по характеристикам радиолокационного сигнала потребовало детального изучения их микроструктуры и разработки различных радиолокационных методов измерения осадков.

§ 1. ИЗМЕРЕНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ ПО РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ОТРАЖАЕМОСТИ

Известно несколько методов измерения осадков радиолокационными средствами. Наиболее распространенный из них основан на взаимосвязи мощности сигналов радиоэхо и интенсивности осадков.

Такая взаимосвязь получена на основании уравнения радиолокации осадков, которое в упрощенном виде может быть представлено как

$$\bar{P}_r = \frac{CZ}{R^2} \kappa, \quad (1.1)$$

где C — некоторый постоянный коэффициент, зависящий от параметров РЛС; R — расстояние до исследуемой зоны осадков; κ — коэффициент, учитывающий ослабление радиоволн,

и Z — так называемая радиолокационная отражаемость осадков, которая может быть определена соотношением

$$Z = \sum_i \delta_i D_i^6, \quad (1.2)$$

где суммирование ведется по частицам, находящимся в пределах единичного объема, а коэффициенты δ_i равны отношению эффективных сечений рассеяния по Ми и Релею для капель диаметром D .

Если выполнено условие $D \ll \lambda$, то коэффициенты δ_i мало отличаются от единицы и (1.2) принимает вид

$$Z = \sum_i D_i^6. \quad (1.3)$$

Именно это соотношение принималось до последнего времени в литературе за определение величины Z . Для мелко-капельных осадков $D \ll \lambda$ и оба соотношения практически совпадают. Однако при наличии достаточного числа крупных капель необходимо учитывать отклонения от релеевского закона рассеяния, а следовательно, пользоваться выражением (1.2). К сожалению, в большинстве работ, цитируемых ниже, это обстоятельство не учтено и под Z понимается величина, определяемая соотношением (1.3).

В 1948 г. Маршалл и Пальмер [81], проанализировав большое количество экспериментальных данных о распределении капель осадков по размерам, установили широко известное соотношение между Z и I :

$$Z = 200I^{1.6}, \quad (1.4)$$

где Z выражено в $\text{мм}^6/\text{м}^3$, а I — в $\text{мм}/\text{час}$.

За первыми работами Лоуса и Парсонса [77], Маршалла и Пальмера, Беста [38] последовало значительное количество исследований спектров капель осадков и $Z-I$ -соотношений в различных географических и синоптических условиях. Бланчард [39] изучал орографические осадки из теплых облаков; большое количество данных об осадках в штате Иллинойс получено и проанализировано Джонсом [68], Мюллером и Джонсом [84], Фудзиварой [52]. Обширный материал об осадках в тропических широтах (Индия) представлен Келкаром [71] и Сиварамакришнаном [93]. Дожди в Канаде изучались Худом [62], а Хиггс [59] получил $Z-I$ -соотношения для осадков в Австралии. Спектральный состав осадков и $Z-I$ -соотношения для различных районов Советского Союза подробно изучались И. В. Литвиновым [12], В. М. Мучником [16], Е. А. Поляковым и К. С. Шифриным [19], А. Б. Шупяцким [26]. Многочисленные данные различных авторов анализировались и обобщались Баттаном [37], Сиварамакришнаном [93], Атласом [32] и др.

Таблица 1

Значения параметров $Z - T$ -соотношений,
полученные различными исследователями
по данным измерений спектров размеров капель дождей

А	В	Автор и год	Место наблюдений	Примечание
320	1,44	Векслер, 1947 г. [104], по данным Лоуса и Парсонса, 1943 г. [77]	Вашингтон, США	Ливни
214	1,58	Векслер, 1948 г. [104], по данным Лоуса и Парсонса, 1943 г. [77]	Вашингтон, США	Ливни
224	1,54	Бест, 1947 г. [38]	Айрислас, Вели- кобритания	Ливневые дожди
630	1,45	Бест, 1947 г. [38]	Шуберинес, Вели- кобритания	Ливневые дожди
208	1,53	Андерсон и др., 1947 г. [37]	Гавайские острова	Различные дожди (вероятно, не- орографические)
190	1,72	Маршалл и Пальмер, 1948 г. [81]	Различные места наблюдений	Различные типы дождей
220	1,60	Маршалл и Пальмер, 1948 г. [81]	То же	То же
295	1,612	Худ, 1950 г. [62]	Канада	Ливневые дожди
180	1,55	Бутер, 1951 г. [40]	Кембридж, Мас- сачусетс, США	Обложные дожди, ливни и грозы
127	2,87	Хиггс, 1952 г. [59]	Австралия	Ливни
31,0	1,71	Бланчард, 1953 г. [39]	Гавайские острова	Орографический дождь. Внутри облака
16,6	1,55	То же	То же	Орографический дождь. На ниж- ней границе об- лака
290	1,41	»	»	Грозы
396	1,37	Джонс, 1955 г. [67]	Центральный Ид- линойс, США	Дожди различного типа
486	2,37	То же	То же	Грозы
380	1,24	»	»	Ливни
313	1,25	»	»	Обложные осадки
150	1,54	Литвинов, 1956 г. [12]	Эльбрус, СССР	Тающий зернистый снег
257	1,55	То же	То же	Тающий снег сред- ней зернистости
398	1,47	»	»	Тающий снег не- зернистый
162	1,16	Атлас и Чмела, 1957 г. [33]	Лексингтон, США	Обложные осадки
215	1,34	То же	То же	То же
350	1,42	»	»	»
310	1,34	»	»	»

A	b	Автор и год	Место наблюдений	Примечание
220	1,54	Сальман, 1957 г. [21], по данным Поляковой и Шифрина, 1953 г. [19]	Ленинградская область, СССР	Ливневые и обложные дожди
303	1,7	Шуляцкий, 1957 г. [25]	Московская область, СССР	Дожди различных типов с интенсивностью: до 7 мм/час
405	1,49			от 7 до 60 мм/час
289	1,59			больше 60 мм/час
109	1,64	Рамана Мурти и Гупта, 1959 г. [88]	Хандада, Индия	Орографические муссонные дожди
342	1,42	То же	Дели, Индия	Неорографические муссонные дожди
217	1,41	Джонс и Мюллер, 1960 г. [69]	Майами, США	Обложные дожди
292	1,42	То же	Чемпайн, Иллинойс, США	То же
144	1,60	Джонс и Мюллер, 1960 г.	Майами, США	Ливни
251	1,56	То же	Чемпайн, Иллинойс, США	»
263	1,42	»	Майами, США	Грозы
256	1,67	»	Чемпайн, Иллинойс, США	»
219	1,41	Сиварамкришнан, 1961 г. [93]	Пуна, Индия	Грозы
67,6	1,94	То же	То же	Обложные дожди
66,5	1,92	»	»	Дожди из теплых облаков
204	1,70	Мучник, 1961 г. [16]	Киев, СССР	Ливневые и обложные дожди

Все исследователи используют $Z-I$ -соотношения в виде $Z=AI^b$. Приводимые ими значения параметров A и b сильно изменяются не только в зависимости от типа дождей и географических условий, но даже в пределах одного типа дождей. Эти колебания значений A и b велики, несмотря на то что авторы приводят, как правило, значения параметров, осредненные по большому материалу наблюдений. Наглядное представление о характере $Z-I$ -соотношений, полученных различными авторами в разных условиях, дает табл. 1, в которой собраны результаты большинства подобных исследований, начатых еще в 1943 г.

Большой разброс коэффициентов $Z-I$ -соотношений еще более наглядно иллюстрирует работа Фудзивары [53]. На

рис. 1 в координатах A и b изображены результаты измерений для Майами (США) и Токио (Япония).

Параметры A и b меняются, как видно из рис. 1, от 70 до 500 и от 1,0 до 2,0 соответственно. При этом разброс точек в координатах A и b таков, что центрам эллипсов, включающих 90% точек для осадков каждого типа, соответствуют

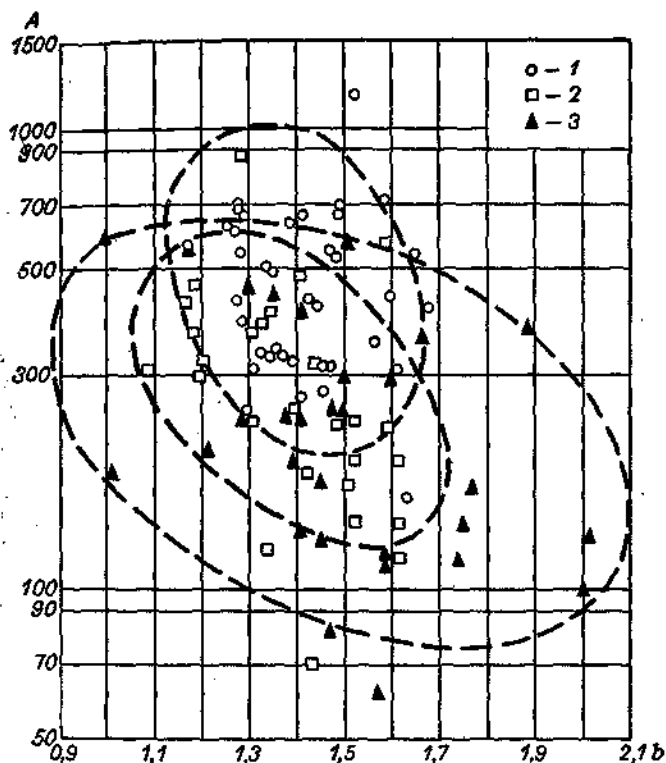


Рис. 1. Данные о разбросе коэффициентов $Z-I$ -соотношения для осадков различного типа (заимствованы у Фудзивары [53]).

1 — для грозных дождей, 2 — для ливней, 3 — для обложных дождей.

следующие соотношения: $450 I^{1.46}$ для грозных дождей, $300 I^{1.37}$ для ливней и $205 I^{1.48}$ для обложных осадков. Отклонения экспериментальных значений A и b от средних достигают сотен процентов. Работы Атласа и Чмелы [33], Харди и Дингла [57], Имаи [65], Харди [58], Бойенвала [41] и др. указывают на отклонение распределений капель по размерам в осадках от предложенного Маршаллом и Пальмером.

Интерес, проявленный в ряде работ к вопросу изменения спектрального состава осадков при их падении до земли, не

случаен. В общем случае интенсивность осадков на некоторой высоте над землей может отличаться от интенсивности у поверхности земли.

В работах Ригби и др. [89], Ганна и Маршалла [55], Имаи и др. [64], Имаи [65], Атласа и Чмелы [33], Мазина и Скосыревой [13] оценивалось влияние испарения, коагуляции и сдвига ветра на изменение распределения капель по размерам при их падении.

Эволюцию спектра капель при их падении с высоты 1650 м исследовал Кэйтон [46] с помощью доплеровского радиолокатора. Он указывает, что изменения спектров могут вызвать как рост, так и убывание интенсивности осадков, однако в большинстве случаев эти изменения малы (0,02 дБ на 450 м).

Теоретически этот вопрос рассматривался Харди [58], который рассчитал изменение спектра капель дождя и радиолокационной отражаемости Z с высотой с учетом гравитационной коагуляции и испарения. Чтобы согласовать свои результаты с экспериментальными данными Зарпера (1957 г.), Харди предположил, что в спектре размеров капель на уровне таяния содержится меньше мелких капель, чем это следует из распределения Маршалла — Пальмера. При этом он нашел, что Z должно возрастать на 0,4—0,85 дБ от уровня таяния до земли.

Симс [92], используя фотокамеру с эквивалентным исследуемым объемом 1 м³, проводил исследования вариаций распределения капель по размерам в двух разнесенных на две мили точках с целью определения надежности измерения Z — I -соотношения в одной точке и распространения этого соотношения на всю площадь дождя.

Результаты измерений показали, что обычно Z — I -соотношения, определенные по данным измерений в одной точке, близки к результатам измерений в другой точке, однако есть случаи, когда пространственные изменения спектра капель слишком велики, чтобы можно было применить для обеих точек единое Z — I -соотношение. Следует отметить, что Z — I -соотношения получены в данной работе по всем пробам в каждой точке измерений за все время каждого дождя.

Шупяцкий [26] оценивал влияние несферичности дождевых капель на Z — I -соотношения. Он пришел к выводу, что в осадках большой интенсивности этот эффект следует учитывать.

Векслер и Атлас [106] учли отклонения закона рассеяния от релеевского, пользуясь определением Z в виде (1.2), и пересчитали Z — I -соотношения для распределения капель по размерам Маршалла — Пальмера (табл. 2).

Большой разброс коэффициентов Z — I -соотношений, обнаруженный при расчете по спектрам капель осадков и при

Таблица 2

Параметры $Z-I$ -соотношения для распределения капель по размерам по Маршаллу—Пальмеру в различных диапазонах волн

Длина волны, мм	Интенсивность осадков, мм/час	Параметры соотношения		Длина волны, мм	Интенсивность осадков, мм/час	Параметры соотношения	
		A	b			A	b
0,62	0—5	240	1,1	1,24	20—100	820	1,15
0,62	5—20	345	0,9	1,87	0—20	330	1,54
0,62	20—100	540	0,75	1,87	20—50	500	1,40
0,86	0—5	350	1,32	1,87	50—100	750	1,30
0,86	5—20	450	1,15	3,21	—	275	1,55
0,86	20—100	780	0,95	4,67	—	280	1,45
1,24	0—5	356	1,5	5,5	—	280	1,45
1,24	5—20	460	1,35	10,0	—	295	1,45

радиолокационных измерениях, указывает на необходимость повышения точности радиолокационного измерения осадков и отыскания способов классификации различных осадков по $Z-I$ -соотношениям. Однако такие попытки в настоящее время еще не привели к положительным результатам.

Сравнению $Z-I$ -соотношений, вычисленных по спектрам осадков и измеренных радиолокационно, посвящены работы Атласа [29, 30], Бантинга и Латура [43], Хупера и Киппакса [63], Остин и Вильямса [34], Стаута и Нейла [95], Худа [62] и др. В большинстве этих работ, за исключением [63], было обнаружено, что измеренные радиолокационные сигналы на 5—10 дБ ниже вычисленных на основании известных $Z-I$ -соотношений. Проберт-Джонс [87] и Остин и Джотис [35], изучив причины таких расхождений, пришли к выводу, что при тщательном определении всех коэффициентов в уравнении радиолокации осадков и точной калибровке радиолокатора расхождения между измеренными и вычисленными значениями Z объясняются ошибками радиотехнических измерений.

Из новейших работ по сравнению радиолокационных и плевометрических измерений интенсивности осадков в точке представляет интерес работа Остин [36]. На основании сопоставлений значений Z , определенных по спектрам осадков и из радиолокационных наблюдений, она пришла к выводу, что систематического занижения радиолокационных данных нет.

Анализ данных показал, что дожди, в которых проводились измерения, можно разделить на несколько групп, отличающихся видом $Z-I$ -соотношения. Радиолокационные измерения на двух длинах волн (3,2 и 10,7 см) в осадках малой интенсивности обычно хорошо совпадают, а небольшие различия вызваны, вероятно, несовпадением радиолокационных

объемов. В осадках средней и большой интенсивности (более 4 мм/час) становится заметным затухание на волне 3,2 см. В заключение Остин указывает, что если интенсивность осадков по радиолокационным данным вычислять по формуле $Z = 200 I^{1,6}$, то радиолокационные и плевометрические данные для 75% времени расходятся не более чем на 4 дБ.

В ряде работ исследовалось влияние затухания радиоволн в осадках на точность радиолокационных измерений. Известно, что затухание радиоволн в осадках резко уменьшается с ростом длины волны. Поэтому с точки зрения уменьшения ошибок измерений целесообразно увеличивать длину волны, например выбрать 10-см диапазон волн. Однако с ростом длины волны усложняется конструкция антенной системы, поскольку требуется получить достаточно узкую диаграмму направленности для обеспечения дальности надежного измерения осадков 80—100 км, и падает величина отраженной мощности (объемная отражаемость осадков пропорциональна λ^{-4}). Обе эти проблемы исчезают при переходе к более коротким волнам, однако здесь возможны ошибки вследствие затухания радиоволн в осадках. Хитчфельд и Бордан [61], анализируя ошибки определения интенсивности осадков, обусловленные затуханием, предложили формулу для коррекции вызванного затуханием уменьшения сигналов. При этом они предположили, что в любой точке поля осадков справедливы следующие соотношения:

$$Z = A I^b, \quad (1.5)$$

$$k = k_0 I^\gamma, \quad (1.6)$$

где k — коэффициент ослабления в осадках. При наличии затухания формулу (1.1) следует писать в виде

$$\bar{P}_r = \frac{CZ}{R^2} 10^{-0,2 \int_0^R k^* dR}, \quad (1.7)$$

где k^* — коэффициент ослабления радиоволн, обусловленного поглощением в атмосферных газах и ослаблением в облаках и осадках. Подставляя Z и k^* в (1.7), можно после ряда преобразований выразить I через $\bar{P}_r$, A , b , γ , k_0 и другие величины. Такая формула и была получена Хитчфельдом и Борданом.

В диапазонах волн, применяемых для измерения осадков, затуханием в атмосферных газах и облаках можно пренебречь, и выражение для I приобретает вид

$$I = \frac{(R^2 \bar{P}_r)^{1/b}}{\left[(AC)^\gamma - \frac{2\gamma k_0}{4,343b} \int_0^R (R^2 \bar{P}_r)^{\gamma/b} dR \right]^{1/\gamma}}. \quad (1.8)$$

Эту формулу для 3-см диапазона волн можно упростить [47], если воспользоваться данными Мюллера [85], который на основании анализа результатов вычислений сечения ослабления для измеренных им многочисленных спектров осадков рекомендует приближенную формулу для k в виде $k = 2,93 \cdot 10^{-5} Z$. В этом случае истинное значение Z_0 выражается через измеренное Z формулой

$$Z_0 = \frac{Z}{1 - 1,35 \cdot 10^{-5} \int_0^R Z \, dR} \quad (1.9)$$

без дополнительных предположений относительно связи Z и I . Мюллер указывает, что приближенная формула для k приводит к ошибкам 0,3 дБ при $Z = 10^3$ и 2 дБ при $Z = 10^5$. Тем не менее применение такого соотношения значительно упрощает коррекцию. Следует иметь в виду, что любая поправка к измеренному значению не будет точной как вследствие нарушения избранной зависимости между k и Z , так и вследствие вариаций спектра капель и неточности калибровки радиолокатора.

Хитчфелд и Бордан при анализе эффективности коррекции радиолокационных измерений отражаемости на затухание пришли к выводу, что введение коррекции может привести к большим ошибкам в определении I , причем эти ошибки будут возрастать с ростом неточности в определении постоянной радиолокатора. Практические схемы введения коррекции на затухание предложены Кодаирой [74] и Вейном [101]. Об использовании коррекции на затухание при измерении осадков с интенсивностью до 7 мм/час сообщает Аойяги [27].

Вопросы влияния вертикального профиля осадков и ширины диаграммы направленности на точность измерения осадков на больших расстояниях рассматривали Векслер [105], Дональдсон [50] и др. Степень заполнения радиолокационного объема частицами жидких осадков является основным фактором в определении предельной дальности - надежного измерения осадков. Очевидно, если слой таяния, расположенный под нулевой изотермой, будет захвачен радиолокационным объемом, то связь мощности отраженного сигнала с интенсивностью осадков будет в значительной мере утрачена из-за наличия в зоне таяния обводненных снежинок и кристаллов льда. В табл. 3 приведены значения $R_{\text{макс}}$ как функции ширины луча радиолокатора и высоты нулевой изотермы H_0 для условий нормальной рефракции и при условии, что ось радиолокационного луча расположена под нулевым углом места.

Таблица 3

Дальность действия осадкомерного радиолокатора
в зависимости от высоты нулевой изотермы H_0
и ширины диаграммы направленности антенны по углу места θ

θ°	H_0 км					
	0,5	1	2	3	4	5
0,5	61	97	162	191	222	252
1	45	76	123	160	195	224
2	25	50	90	121	150	176
3	18	25	66	90	124	143

Эта таблица показывает, что уже для $\theta=1^\circ$ и $H_0=1$ км радиус действия дождемерного радиолокатора составляет около 80 км.

При наличии вертикальной неоднородности осадков и заметного затухания радиоволн зависимость мощности отраженных сигналов от расстояния будет отличаться от закона $P_r \sim R^{-2}$. Занижение интенсивности осадков с ростом удаления экспериментально исследовал Вильсон [108], который проводил измерения на радиолокационной станции WSR-57.

Ограничения в точности радиолокационных измерений осадков за счет затухания и специфики вертикального профиля осадков являются основным фактором, который должен учитываться при выборе рабочей волны и параметров антенны осадкомерного радиолокатора.

При измерении осадков на площади можно предположить, что произойдет компенсация ошибок за счет осреднения данных по времени и пространству. Однако это может быть доказано только сравнительными радиолокационными и pluviометрическими наблюдениями. Работы, посвященные измерению осадков на площади, менее многочисленны, чем рассмотренные выше исследования. Это объясняется трудностями организации сравнительных наблюдений.

Одной из первых работ по измерению осадков на площади в США была работа Байерса [44]. Байерс провел калибровку радиолокатора по большому полигону с плотностью 1 дождемер на 1 км². Хайзер и др. [60] применили фотографическое интегрирование радиолокационных данных об осадках на площади. Радиолокационные данные использовались для оценки количества осадков в точках, где отсутствовали дождемеры. Лебер, Меррит и Робертсон [78] осреднили результаты наблюдения интенсивного дождя в Индиане (США), полученные с помощью радиолокатора WSR-57, за 24 часа. По осредненным данным была построена карта изогнет, кото-

рая хорошо согласовалась с данными непосредственных измерений 88 плевниографами на площади радиусом 115 миль. Сумма осадков, вычисленных на основании формулы $Z=200 I^{1.6}$, совпала с плевниометрической суммой с точностью около 2%.

Вильсон [108] сравнивал радиолокационные данные об осадках, полученные на радиолокационной станции WSR-57, с результатами плевниометрических наблюдений на сети из 60 дождемеров, установленных на площади около 1000 км². Несмотря на то что целью исследования было определение дальности надежного измерения осадков на WSR-57, полученные результаты представляют интерес. Вильсон проводил измерения в трех дождях общей продолжительностью 45 час. Он обнаружил, что для каждого из дождей $Z-I$ -соотношения существенно различаются. Сравнивая часовые суммы осадков для единичного продолжительного дождя и используя при этом $Z-I$ -соотношение для данного дождя, Вильсон нашел, что для 80% случаев разброс соответствующих точек на графике $\lg H_{\text{рл}} - \lg H_{\text{пл}}$ не превосходит ± 3 дБ, если удаление не превышает 60 миль. Для расстояний, превышающих 60 миль, совпадение радиолокационных и плевниометрических данных хуже, причем радиолокатор в среднем занижает количество выпавших осадков. Вильсон отметил также, что для всех трех дождей значения интенсивности радиолокационных сигналов на 5 дБ и более ниже рассчитанных по формуле $Z=200 I^{1.6}$.

Фландерс [51] сообщает об опытах Бюро погоды США по измерению осадков на площади и об успешном использовании радиолокационной информации в прогнозе паводка. Такие прогнозы позволили в ряде случаев избежать больших материальных потерь и человеческих жертв.

Джек Тиг [97] приводит предварительные данные радиолокационных и плевниометрических измерений осадков, проводящихся Национальной лабораторией сильных штормов (США). Согласно этим данным, $Z-I$ -соотношения для четырех отдельных дождей сильно различаются и только для одного случая вычисленные на основании соотношения $Z=200 I^{1.6}$ значения слоя осадков за дождь удовлетворительно совпали с данными наземных измерений. Радиолокационные данные получены на станции WSR-57, измерения осуществлены на сети из 175 плевниографов с плотностью один прибор на 6 квадратных миль.

В Японии Аойяги [28] проводил сравнение радиолокационных и осадкомерных данных при наблюдениях над полигоном 638 км², на котором было установлено 47 плевниографов и который располагался на удалении от 13 до 45 км от радиолокатора. Наблюдения проводились только в дождях

средней интенсивности. Радиолокационные данные об интенсивности осадков получены с помощью различных соотношений и коэффициентов затуханий. В большинстве случаев использовалось соотношение $Z=200 I^{1,6}$, однако в осадках, дающих диффузное эхо, радиолокационная отражаемость определялась по формуле $Z=100 I^{1,4}$. Сравнение показывает, что для пяти дождей из девяти ошибки заключены в пределах $\pm 16\%$, в двух случаях они не превышали $\pm 20\%$ и в остальных двух $\pm 40\%$. Можно предполагать, что опыт Аойяги подтверждает целесообразность классификации коэффициентов уравнения $Z=Z(R)$ по визуальным характеристикам изображений радиоэхо осадков. Следует отметить, что прекрасное совпадение сумм осадков по радиолокатору и сети плевниографов с относительно невысокой плотностью, полученное в первом опыте Аойяги [27], по-видимому, является делом случая.

В Советском Союзе исследования применения радиолокации для измерения осадков проводились на протяжении ряда лет. В. М. Мучник и М. Л. Маркович [14, 15], Н. Ф. Котов [8, 9], А. Б. Шупяцкий [26], Е. М. Сальман [21], А. М. Димаксян и Н. В. Зотимов [6] использовали для опытов 3 и 10-см радиолокаторы и полученные данные сопоставляли с измерениями наземной сети осадкомеров.

А. Б. Шупяцкий [26] выполнил экспериментальную проверку возможности радиолокационного измерения интенсивности дождей ливневого характера.

Сравнительные наблюдения за интенсивностью и количеством осадков на небольших полигонах, оснащенных плотной осадкомерной плевниометрической сетью, проведенные А. М. Димаксяном и Н. В. Зотимовым [6] в течение двух лет, показали, что удовлетворительные результаты могут быть получены при использовании $Z-I$ -соотношения вида $Z=AI^2$, что эквивалентно прямой пропорциональности амплитуды сигнала и интенсивности осадков.

Е. М. Сальман в 1964 г. осуществил непрерывную запись усредненного значения радиоэхо над небольшим контрольным полигоном с высокой плотностью осадкомеров. В. М. Мучник и М. Л. Маркович [14, 15, 17, 18] в течение длительного периода осуществляли опыты радиолокационного измерения осадков и наблюдения за спектром размеров дождевых капель на территории Велико-Анадольского ливнемерного куста и Украинского экспериментального метеорологического полигона. Н. Ф. Котов [8], используя станцию типа «Рупор» с увеличенной антенной, определил закономерности, свойственные полю жидких осадков в различных синоптических ситуациях.

В. М. Мучник и М. Л. Маркович для сравнения с радиолокационными измерениями использовали данные осадко-

мерной сети на площади 100 км^2 при средней плотности осадкомеров один прибор на 2 км^2 , а также результаты наблюдений на сети осадкомеров экспериментального полигона площадью 3500 км^2 с плотностью сети 1 прибор на 25 км^2 . Они установили, что средняя квадратическая ошибка определения часовых сумм осадков составляет около 20%. Необходимо отметить, что радиолокационные и плювиометрические данные в этой работе хорошо согласуются только благодаря калибровке радиолокатора по плювиографам для каждого отдельного дождя.

Н. Ф. Котов и Е. М. Сальман попытались установить закономерности пространственного распределения интенсивности осадков в пределах ливневых и грозовых очагов. Полученные закономерности позволили Н. Ф. Котову [9] предложить упрощенный способ оценки сумм ливневых осадков по суммарной площади и максимальному значению интенсивности в каждом очаге. Значительное снижение точности при этом способе обработки радиолокационной информации до некоторой степени компенсируется его исключительной простотой.

Результаты всех работ подтверждают существование корреляционной связи между мощностью радиоэхо осадков и их интенсивностью, регистрируемой при измерениях наземной осадкомерной сетью. Одновременно установлено, что существующая связь не является жесткой; вариации спектра размеров капель значительны и приводят к существенным ошибкам радиолокационного измерения, превышающим в отдельных случаях 300%. Большие организационные и технические трудности создания плотной осадкомерной сети на больших территориях, соизмеримых с площадью радиолокационного обзора, явились причиной того, что к 1964 г. было выполнено весьма ограниченное число экспериментов радиолокационного измерения осадков на площади, обеспеченной достаточно плотной осадкомерной сетью и превышающей несколько десятков квадратных километров.

§ 2. ИЗМЕРЕНИЕ ОСАДКОВ ПО ЗАТУХАНИЮ РАДИОВОЛН

Как известно, сечение ослабления радиоволн отдельной каплей дается выражением

$$Q_t = -\frac{\lambda^2}{2\pi} \operatorname{Re} \left\{ \sum (2n+1) (a_n + b_n) \right\}, \quad (2.1)$$

где λ — длина волны; a_n и b_n выражаются через функции Бесселя и Ханкеля от аргументов $\frac{\pi D}{\lambda}$ и m ; D — диаметр капли и m — комплексный показатель преломления. Результаты

вычислений k , проведенных Коданрой [76] с использованием таблиц Лоуса, приведены на рис. 2. Как следует из рис. 2, сечение ослабления больших капель во всех диапазонах отклоняется от прямых

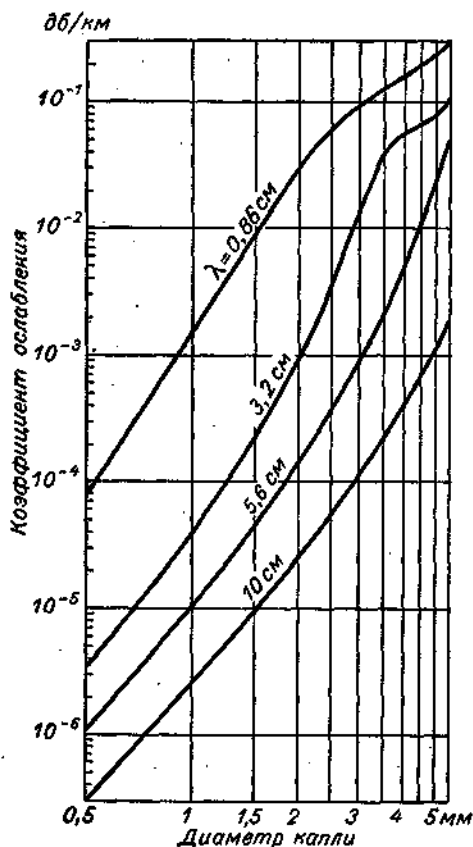


Рис. 2. Зависимость коэффициента ослабления монодисперсными осадками с концентрацией 1 капля на 1 м^3 от диаметра капли.

клоняется от прямых $k \sim D^{3.5}$, что близко к линейной зависимости между ослаблением и интенсивностью осадков.

Коэффициент ослабления радиоволн в осадках (дб/км) выражается формулой

$$k = 0,434 \int_0^{\infty} n(D) Q_{ID} dD, \quad (2.2)$$

где $n(D)$ — распределение капель по размерам, а Q_{ID} — эффективное сечение ослабления сферической каплей диаметром D .

Значения коэффициента ослабления для дождей вычислялись Ганном и Истом [56] по данным Лоуса и Парсонса о спектре дождей и для температуры капель 18°C . Векслер и Атлас [106] провели расчеты k для дождей при температуре 0°C для распределений капель по размерам в форме Маршалла — Пальмера. Кроме того, эти же авторы вычислили коэффициенты затухания для модифици-

рованного распределения Маршалла — Пальмера, которое учитывает то обстоятельство, что в распределении Маршалла — Пальмера слишком завышена концентрация капель малого размера.

В табл. 4 и 5 приведены значения коэффициентов ослабления для различных длин волн по данным Ганна и Иста [56], Векслера и Атласа [106], Мюллера и Джонса [84], Толберта и Герхарда [98, 99], заимствованные из [32]. В этих таб-

лица даны параметры k_0 и γ k — I -соотношения, представленного в виде $k = k_0 I^\gamma$.

Таблица 4

Зависимость коэффициента ослабления
от интенсивности осадков в диапазонах
волн 0,43 и 0,215 см

Интенсивность осадков, мм/час	$\lambda = 0,43$ см		$\lambda = 0,215$ см	
	k_0	γ	k_0	γ
0—10	1,082	1,715	1,24	1,692
10—50	2,16	1,415	1,24	1,692

Таблица 5

Параметры k — I -соотношений по данным различных авторов

Длина волны, см	Для распределения Маршалла — Паль- мера (при 0° С)		Для модифициро- ванного распреде- ления Маршалла — Пальмера (при 0° С)		По данным Ганна и Иста (при 18° С)		По данным Мюллера и Джонса (при 0° С)	
	k_0 дБ/км мм/час	γ	k_0 дБ/км мм/час	γ	k_0 дБ/км мм/час	γ	k_0 дБ/км мм/час	γ
0,62	0,5—0,37 ¹	1	0,52	1	—	—	0,66	1
0,86	0,27	1	0,31	1	—	—	0,39	1
1,24	0,117	1,07	0,13	1,07	0,12	1,05	0,18	1
1,8	—	—	—	—	0,045	1,11	—	—
1,87	0,045	1,1	0,05	1,1	—	—	0,065	1
3,21	0,011	1,15	0,031	1,15	0,074	1,31	0,018	1
4,67	$(5 \div 7) 10^{-2}$	1	0,0053	1	—	—	0,0058	1
5,5	$(3 \div 4) 10^{-3}$	1	0,0031	1	—	—	0,0033	1
5,7	—	—	—	—	0,0022	1,17	—	—
10,0	$(9 \div 7) 10^{-4}$	1	0,00082	1	0,0003	1	0,00092	1

Большой интерес представляют результаты вычислений коэффициента ослабления по реальным спектрам осадков. Такие данные для температуры 18° С получены Кодаирой, который использовал результаты измерений спектров осадков, выполненных Фудзиварой. Рисунок 3, на котором приведены эти данные, показывает, что минимальный разброс точек имеет место в диапазонах 10 и 0,86 см. Если на волне 10 см величина ослабления мала и составляет $0,0003 \frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/час}}$, то в миллиметровом диапазоне (0,86 см) ослабление составляет

¹ Первое значение вычислено для $I = 2$ мм/час, а второе — для $I = 50$ мм/час.

$0,22 \frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/час}}$ и может быть легко измерено. Важным является также то обстоятельство, что на волне 0,86 см коэффициент ослабления пропорционален интенсивности осадков.

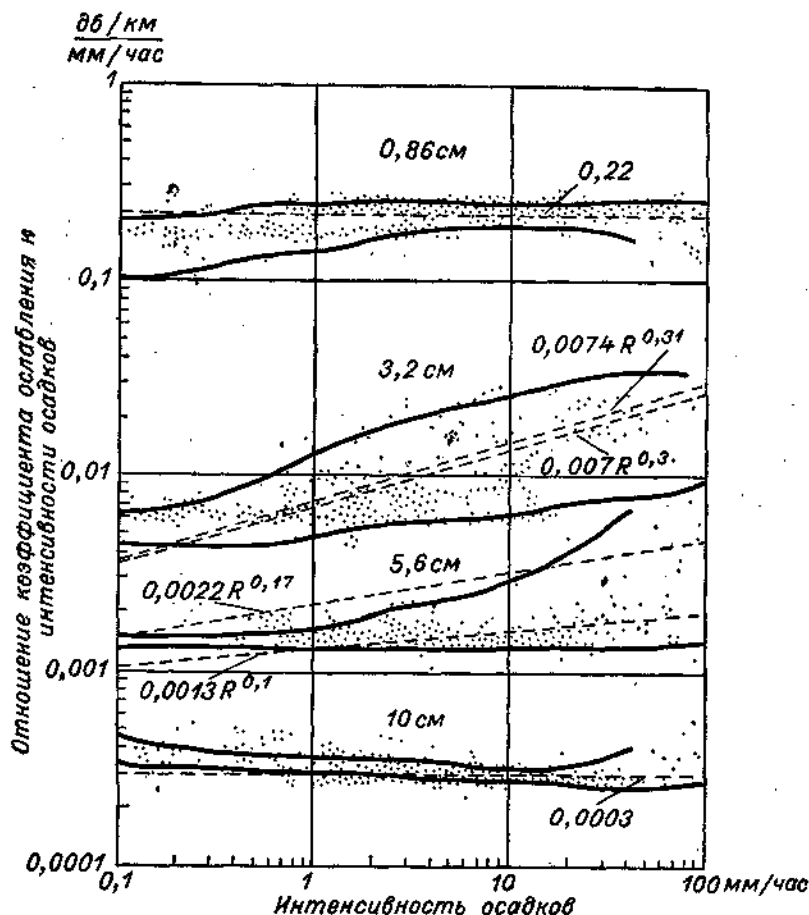


Рис. 3. Зависимость отношения коэффициента ослабления к интенсивности осадков от интенсивности осадков в диапазонах 0,86; 3,2; 5,6 и 10 см.

Точки соответствуют значениям отношения k/I , вычисленным по измеренным распределениям капель по размерам.

На основании данных, представленных на рис. 3, можно сделать вывод, что точность измерения интенсивности осадков по затуханию при соответствующем выборе длины волны выше, чем при измерениях отражаемости с использованием $Z-I$ соотношений.

Измерения ослабления на волне 0,87 см, проведенные Коллисом [49], показали, что затухание возрастает с ростом интенсивности осадков быстрее, чем это следует из формулы Ганна и Иста [56], и сильно изменяется в зависимости от типа дождя. Разброс 5-минутных средних значений интенсивности осадков, вычисленных по затуханию, в координатах $\lg I_{пл} - k$ составлял 3 дБ.

Жиллера и Годар [70] проводили исследования затухания на трассе для волны 0,86 см с несколько большей точностью измерений, чем это сделано у Коллиса, и получили, что 15-минутные средние давали разброс, который только в редких случаях достигал 3 дБ. В большой работе, посвященной исследованию затухания радиоволн 0,86-см диапазона, Годар [54] приводит более полные данные о связи затухания и интенсивности осадков, которые показывают, что наибольший разброс измеренных значений имеет место только при малых интенсивностях осадков, что, возможно, объясняется ошибками плевниографических измерений.

Следует отметить, что методы измерения осадков по затуханию на трассах сводят на нет основное преимущество радиолокационных измерений — перекрытие больших площадей, так как исследуемый объем в этом случае слишком мал, он ограничен шириной луча и длиной выбранной трассы. Перекрытие больших площадей связано со многими техническими трудностями и, несомненно, будет дорогостоящим.

Картмилл [45] предложил метод определения интенсивности осадков по разности затуханий на двух длинах волн. Рабочие волны двухволнового радиолокатора выбираются так, чтобы на каждой волне коэффициент ослабления был пропорционален I в первой степени и влияние отклонений закона рассеяния от релеевского было пренебрежимо малым. Двухволновый радиолокатор должен обеспечить синхронное получение сигналов на каждой из волн из одного и того же объема.

В этих предположениях для разности логарифмов отношений $\bar{P}_r(R_1)$ и $\bar{P}_r(R_2)$, измеренных на расстояниях R_1 и R_2 , получена формула

$$\Delta \lg \frac{\bar{P}_r(R_1)}{\bar{P}_r(R_2)} = \int_{R_1}^{R_2} I dR. \quad (2.3)$$

$$k_{0\lambda_1} - k_{0\lambda_2}$$

Картмилл предложил для практического осуществления метода использовать волны 5,6 и 10 см. Однако затухание на этих волнах столь мало (k_0 для $\lambda=5,6$ см равно $0,003 \frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/час}}$, k_0 для $\lambda=10$ см равно $0,0003 \frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/час}}$), что,

если даже ошибка в определении разности равна только 0,5 дБ, минимально обнаружимая интенсивность осадков составляет 17 мм/час при протяженности очага свыше 10 км. Чувствительность метода совершенно недостаточна. На более коротких волнах уравнение несправедливо, так как затухание непропорционально интенсивности осадков и величины Z на различных длинах волн не равны друг другу вследствие отклонения закона рассеяния от релеевского.

Измерения, выполненные Роджерсом и Векслером [90] на волнах 0,86 и 1,82 см, указывают на плохую сходимость результатов радиолокационных и непосредственных измерений осадков.

Описанные выше методы измерения осадков на площади, основанные на затухании радиоволн, не могут рассматриваться как перспективные для практического использования из-за малой чувствительности и точности двухволнового метода Картмилла и трудностей перекрытия больших площадей.

§ 3. ДРУГИЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ

1. Измерения интенсивности осадков по зависимости радиолокационной отражаемости от длины волны

Для измерения интенсивности осадков может быть использована и частотная зависимость отклонения закона рассеяния радиоволн от релеевского. Стефенс [94], Вокер и др. [100] сообщают методику и результаты измерений на волнах 3,2 и 5,55 см. Получена хорошая корреляция между радиолокационными данными и интенсивностью осадков вплоть до значений 20 мм/час. Для больших значений интенсивности различие вызвано, вероятно, появлением небольшого количества очень крупных капель, наблюдаемых радиолокационно и не попадающих в осадкомер, а также наличием нисходящих токов воздуха. Отметим, что изложенный метод имеет существенный недостаток — трудности учета ослабления радиоволн на пути их распространения, что существенно сокращает дальность измерения осадков.

2. Измерения осадков по отражаемости и ослаблению радиоволн

А. Б. Шуляцкий [25] предложил дополнить информацию об осадках, получаемую по величине радиолокационной отражаемости, данными о затухании, что позволяет уточнить коэффициенты $Z-I$ -соотношений. Однако метод, использованный Шуляцким в этих измерениях, включал определение затухания на трассе, что сводило на нет достоинство измерений по отражаемости — перекрытие больших площадей.

3. Измерение осадков по температуре излучения в микроволновом диапазоне

В работе [47] указано на возможности измерения осадков по температуре теплового излучения с помощью микроволновых радиометров. Антенная температура радиометра в общем случае равна

$$T_a = T_{\text{я}}(1 - \beta_S)\eta k_3 + T_6\beta_S\eta + T_0(1 - \eta), \quad (3.1)$$

где $T_{\text{я}}$ — яркостная температура вдоль направления главного лепестка антенны; β_S и η — коэффициент рассеяния и к. п. д. антенны; T_6 — средняя яркостная температура излучения, попадающего в боковые лепестки; T_0 — температура антенны; k_3 — коэффициент заполнения.

Приращение антенной температуры за счет метеорологических объектов обусловлено в основном изменением $T_{\text{я}}$, поскольку T_6 и T_0 изменяются мало и часто это изменение может быть учтено. Выражение для разности яркостных температур в случае обнаружения осадков и облаков с земли можно записать в виде

$$\Delta T_{\text{я}} = \bar{T}_1(1 - e^{-\Delta_1}) + \bar{T}_2(1 - e^{-\Delta_2})e^{-\Delta_1} + \bar{T}_3(1 - e^{-\Delta_3})e^{-(\Delta_1 + \Delta_2)} - \bar{T}_{\text{атм}}(1 - e^{-\Delta_{\text{атм}}}), \quad (3.2)$$

где $\bar{T}_1$, Δ_1 ; $\bar{T}_2$, Δ_2 ; $\bar{T}_3$, Δ_3 ; $\bar{T}_{\text{атм}}$, $\Delta_{\text{атм}}$ — средние температуры и оптические глубины слоя осадков, облаков, надоблачного слоя и чистой атмосферы соответственно, причем оптическая глубина слоя связана с коэффициентом ослабления k (выраженным в дБ/км) формулой

$$\Delta = 0,23 \int_{R_1}^{R_2} k(x) dx,$$

где R_1 и R_2 выражено в дБ/км границы слоя.

В случае, когда оптические глубины Δ_1 , Δ_2 , Δ_3 и $\Delta_{\text{атм}}$ малы, а коэффициент поглощения в осадках и облаках много больше коэффициента поглощения в атмосферных газах,

$$\Delta T_{\text{я}} \approx \bar{T}_{\text{ос}}\Delta_{\text{ос}} + \bar{T}_{\text{обл}}\Delta_{\text{обл}}. \quad (3.3)$$

Если условия наблюдения осадков таковы, что можно пренебречь вкладом излучения облаков в $\Delta T_{\text{я}}$, то (3.3) переписется как

$$\Delta T_{\text{я}} \approx \bar{T}_{\text{ос}}\Delta_{\text{ос}} \quad (3.4)$$

или, предполагая, что ослабление пропорционально интенсивности осадков,

$$\Delta T_{\pi} \approx 0,23 k_0 \bar{T}_{oc} \int_{R_1}^{R_2} I(R) dR, \quad (3.5)$$

где k_0 — коэффициент ослабления в $\frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/час}}$.

Формула (3.5) получена при довольно сильных допущениях, однако она показывает, что для осадков малой и средней интенсивности радиометр мог бы использоваться как интегратор осадков на площади в случаях, когда $T_{oc} \Delta_{oc}$ много больше $T_{обл} \Delta_{обл}$. Экспериментальная проверка такого метода показала, что для осадков из изолированных кучево-дождевых облаков удается избежать влияния их излучения, однако в других случаях ошибки за счет излучения облаков могут быть значительными. При наблюдении обложных осадков появляются дополнительные ошибки измерений из-за трудностей учета фона чистой атмосферы. Недостатком метода является также необходимость работы при больших углах места, для того чтобы избежать влияния местных предметов. Вследствие этого существенно уменьшается радиус действия радиометрического измерителя осадков.

4. Измерение осадков с помощью доплеровских радиолокационных станций

Как показано в работах [3, 79], частотный спектр мощности эхо-сигнала осадков по форме повторяет распределение частиц по скоростям с учетом их радиолокационной отражаемости. Для вертикально направленного луча радиолокатора при отсутствии турбулентности и регулярных вертикальных потоков распределение капель по размерам может быть выражено через спектр сигнала радиоэхо $G(F)$ формулой

$$n(D) = \frac{2R^2}{\lambda C} G\left(\frac{2V_D}{\lambda}\right) D^{-6} V_D', \quad (3.6)$$

где $V_D' = \frac{dV_D}{dD}$ (V_D — установившаяся скорость падения капель диаметром D в спокойном воздухе); C — постоянная радиолокатора, определяемая уравнением $\bar{P}_r = \frac{CZ}{R^2}$; R — расстояние до исследуемого объекта. По измеренному $n(D)$ нетрудно вычислить I и другие величины. Ошибки определения I этим методом обусловлены не только неточностью калибровки радиолокатора, но и наличием вертикальных токов, которые в отдельных случаях, например в осадках из кон-

вективных облаков, могут достигать значений V_D и даже превосходить их. Поэтому доплеровские измерения были бы целесообразными лишь в тех случаях, когда каким-либо способом можно оценить вертикальные потоки в осадках.

Этот метод при благоприятных условиях окажется полезен для изучения спектра размеров капель в больших объемах и его эволюции с высотой [46, 41, 57]. Кроме того, с его помощью можно рассчитывать на получение данных для классификации типов дождей по коэффициентам Z — I -соотношений.

§ 4. ВОЗМОЖНОСТИ РЕАЛИЗАЦИИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ МЕТОДОВ ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ

В заключение подведем некоторые итоги анализа многочисленных работ, относящихся к проблеме радиолокационного измерения осадков.

1. Из известных в настоящее время методов радиолокационного измерения осадков только метод, основанный на измерении мощности отраженного от осадков сигнала, оказывается пригодным для измерений на больших площадях. Все остальные, за исключением метода Картмилла, позволяют измерять осадки на площадях, во много раз меньших площади радиолокационного обзора. Метод же Картмилла, использующий измерение ослабления радиоволн на двух длинах волн, имеет слишком низкую чувствительность и точность, совершенно неудовлетворительные для измерения реальных осадков.

2. Метод измерения осадков по отражаемости, как и вообще радиолокационное измерение осадков, имеет ограничения по точности, определяемые главным образом физическими свойствами объекта измерения. Наибольшее значение имеют два фактора: неустойчивость связи измеряемого параметра осадков (интенсивности) с величиной радиолокационной отражаемости и необходимость экстраполяции полученных данных с высоты радиолокационного объема до поверхности земли.

Неустойчивость связи обусловлена пространственными и временными вариациями спектра капель осадков и вертикальных пульсаций скорости воздуха. Установлено, что только из-за изменчивости спектров капель одной и той же отражаемости могут соответствовать интенсивности осадков, отличающиеся в 2—3 раза.

Используемое всеми авторами соотношение $Z = AI^b$ нельзя считать обоснованным теоретически. Справедливость его для тех или иных моделей осадков не дает основания применять безоговорочно это соотношение для всех реальных дождей.

3. С экспериментальной точки зрения рассматриваемый радиолокационный метод измерения осадков также еще не может считаться достаточно обоснованным, так как количество сравнительных радиолокационных и плевометрических измерений явно недостаточно. Результаты, полученные различными авторами, часто разноречивы. До настоящего времени не выработаны общепринятые критерии, характеризующие точность радиолокационных измерений. Более того, почти полностью отсутствуют оценки точности данных осадкомерной сети, используемых в качестве эталонных.

4. При измерении осадков на площади следует ожидать некоторой компенсации ошибок благодаря осреднению данных по времени и площади. Замечено, что с увеличением времени и площади наблюдений сходимость радиолокационных и плевометрических данных улучшается. Однако еще не определена зависимость точности от площади радиолокационного измерения при различных интервалах осреднения во времени.

5. Параметры A и b уравнения связи, применяемого различными авторами, изменяются в широких пределах. Обоснованных рекомендаций выбора этих параметров для конкретных дождей по радиолокационным данным не предложено.

Глава II

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ ПО ВЕЛИЧИНЕ РАДИОЛОКАЦИОННОГО СИГНАЛА

§ 1. ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕРЯЕМОГО ОБЪЕКТА

Величина радиолокационного сигнала осадков $\bar{P}_r$ определяется количеством, размерами и взаимным расположением капель, заполняющих в данный момент радиолокационный объем. Этот объем достигает 10^4 — 10^6 м³ (он растет с удалением от РЛС) и при измерении осадков располагается на высоте до 1—1,5 км.

Интенсивность осадков I зависит от концентрации, размеров и скорости падения дождевых капель вблизи поверхности земли. Поэтому на вид связи $\bar{P}_r$ с I должны существенно влиять не только концентрация, спектр размеров капель осадков и структура поля вертикальных потоков, но и изменчивость этих характеристик в пространстве и во времени.

Исследованию характеристик осадков — их количества, протяженности, продолжительности, интенсивности и структуры — и их изменениям во времени и пространстве посвящено большое число работ как в Советском Союзе, так и за рубежом. В настоящей книге, естественно, невозможно дать сколько-нибудь исчерпывающий обзор. Однако для более ясного понимания особенностей радиолокационного метода измерения осадков необходимо иметь хотя бы некоторое общее представление о характерных чертах измеряемого объекта, т. е. дождей.

Известно, что в разных географических зонах выпадает разное количество осадков. Так, даже в пределах Советского Союза имеются области, где годовые суммы осадков достигают 1200—1600 мм (горные районы Кавказа), тогда как в районах полупустынь выпадает всего лишь 170—200 мм в год. Соответственно различаются и суммы осадков для теплого периода. Например, в Туапсе с апреля по октябрь в среднем

выпадает 625 мм, а в Астрахани за этот же период только 115 мм. Экстремальные различия, естественно, много больше. Еще более велика относительная изменчивость месячных и суточных сумм осадков. Причем она велика не только между пунктами, расположенными в различных климатических зонах, но и в пределах одного района. Наглядное представление об этом дают сведения о максимальных суточных суммах осадков. Естественно, что минимальные суточные суммы равны нулю, тогда как максимальные могут достигать весьма больших величин. В табл. 6 приведены вычисленные О. А. Дроздовым [10] суточные максимумы различной вероятности.

Таблица 6

Наибольшее суточное количество осадков за год (мм)

Пункт	Вероятность суточного максимума, один раз за				Наблюдаемый максимум
	год	10 лет	20 лет	40 лет	
Архангельск	30	47	53	61	63
Москва	32	51	55	57	57
Курск	38	80	104	144	144
Киев	41	79	91	101	103
Харьков	38	64	69	73	74
Волгоград	29	56	66	81	82
Туапсе	88	134	144	157	165

Интересны в этом отношении и сведения о некоторых рекордных дождях. Так, в Подгайцах (Тернопольская область, СССР) 13 июня 1957 г. за 11 час. выпало 282 мм осадков [11]. Ливень 30 июня 1955 г. в Николаеве дал 190 мм осадков за 10 час. Во время исключительно сильного ливня в районе Большого Белдина (Арзамасский район) 18 мая 1955 г. за 2 часа выпало 160 мм [10]. Еще большие величины рекордных дождей наблюдаются в экваториально-тропических широтах. На о. Багио (Филиппины) в июле 1916 г. за 24 часа выпало 1150 мм, в Функико (о. Тайвань) в июле 1913 г. за два дня — 1645 мм [11].

Чрезвычайно сильно различаются также площади, занятые дождями разных типов. Обложные осадки, связанные с циклоническими или фронтальными системами, охватывают площади в десятки и сотни тысяч квадратных километров. Ливневые и грозовые дожди чаще всего выпадают на площадях в несколько десятков и реже сотен квадратных километров. Однако отдельные ливни могут иметь значительно большие размеры, достигающие до десятков тысяч квадратных километров.

3. Н. Богомазова и З. П. Петрова [10] приводят данные о количестве наблюдаемых ливневых осадков в зависимости от площади:

Площадь, км ² . . .	100	200	600	1000	2000	6000	10 000	20 000
Осадки, мм . . .	113	111	105	98	87	80	74	68

Значительно изменяется и продолжительность осадков — от нескольких минут до нескольких суток. Однако в основном преобладают дожди продолжительностью 0—1 и 1—5 час. Летом над ЕТС число таких дождей составляет около 90% общего их количества, причем значительная доля приходится на дожди, выпадающие лишь 15—45 мин. Дожди продолжительностью 5—10 час. летом довольно редки. Например, в июле на севере ЕТС наблюдаются в среднем два-три таких дождя, в центральной зоне один-два и в южной степной полосе один. Дожди большей продолжительности (10—20 час.) летом редки, а дожди длительностью свыше 20—30 час. и более наблюдаются не каждый год. Некоторые данные о повторяемости дождей различной продолжительности в разных пунктах СССР для июля месяца дает табл. 7, составленная по материалам А. Н. Лебедева [11].

Таблица 7

Среднее число дождей различной продолжительности
(число случаев)

Пункт	Продолжительность осадков, часы						
	0—0,5	0,6—1,0	1,1—5,0	5,1—10,0	10,1—20,0	20,1—30,0	30,1
Архангельск . . .	10	4	9	2	0,9	0,1	0,1
Ленинград . . .	13	5	10	2	0,4	—	—
Москва . . .	12	4	8	1	0,4	0,05	0,2
Минск . . .	12	6	10	2	0,3	0,05	0,05
Днепропетровск	8	3	6	0,7	0,2	0,05	—
Одесса . . .	7	2	4	0,5	0,3	—	—
Астрахань . . .	8	3	4	0,5	0,1	—	—
Тбилиси . . .	9	4	9	2	0,2	—	—
Батуми . . .	7	5	11	3	1	0,2	0,05
Алма-Ата . . .	11	5	8	0,7	0,2	—	—
Ташкент . . .	2	0,8	1	0,1	—	—	—

Однако наиболее изменчивой характеристикой дождей является их интенсивность, как средняя, так и особенно мгновенная. Величина средней (за дождь) интенсивности может меняться практически от нуля ($<0,1$ мм/час) в морозящих и слабых обложных дождях до нескольких десятков мм/час в особенно сильных ливнях. Еще большим колебаниям подвержена мгновенная интенсивность, причем для одного дождя она может колебаться во времени и по территории в десятки и сотни раз, поскольку даже сильные ливни очень часто

перемежаются слабыми, а иногда и морозящими осадками. Например, сильнейший ливень в г. Николаеве 30 июня 1955 г. дал 190 мм осадков за 10 час. (средняя интенсивность 19 мм/час). Однако распределение интенсивности в нем было весьма неоднородно. Основное количество осадков (144 мм) выпало за 1 час 33 мин., т. е. средняя интенсивность этой части ливня составляла 1,55 мм/мин. (93 мм/час), а максимальная интенсивность, наблюдавшаяся в течение 5 мин., достигла 2,92 мм/мин. (175 мм/час). Таким образом, за все остальное время этого дождя средняя интенсивность составляла 0,09 мм/мин. (5,4 мм/час). Очевидно, что за этот промежуток времени мгновенная интенсивность снижалась и до меньших значений. А. Н. Лебедев [11] приводит следующие рекордные величины интенсивности осадков: 4 июля 1956 г. в Юнионвилле (США) за одну минуту выпало 30,8 мм (что соответствует 1850 мм/час); 10 июля 1955 г. в штате Айова (США) в течение 1,4 мин. интенсивность достигала 17,5 мм/мин. (1050 мм/час); 25 мая 1920 г. в Фюссене (Бавария) за 8 мин. выпало 124 мм (930 мм/час); 12 мая 1916 г. на о. Ямайка — 195 мм за 15 мин. (780 мм/час).

Большое значение для рассматриваемой нами задачи имеет знание распределения капель дождя по размерам. Начиная с работ Маршалла — Пальмера [81], обработавших данные наблюдений Лоуса — Парсонса [77], широкое распространение получило представление об экспоненциальном распределении капель дождя по размерам:

$$n_D = n_0 e^{-\Lambda D}. \quad (1.1)$$

Это соотношение приведено даже в изданном в США справочнике по геофизике 1960 г. [22]. Многие работы последующих лет подтвердили в среднем справедливость приведенного соотношения. Тем не менее, несмотря на то что формула (1.1) широко используется, ряд экспериментальных исследований заставляет сомневаться в ее универсальности. Так, Ичиро Имаи [66] пришел к выводу, что величина $D^3 n(D)$ имеет гауссово распределение.

Бест [38] приводит формулу вида

$$1 - F(D) = e^{-\left(\frac{D}{a}\right)^k}, \quad (1.2)$$

где $F(D)$ — накопленная доля воды в каплях диаметром меньше D .

И. В. Литвинов [12] нашел, что спектр капель осадков удовлетворительно описывается формулой

$$n(D) = \text{const} \cdot e^{-aD^{3/2}} \quad (1.3)$$

и плохо описывается простой экспонентой.

Развитие радиолокационных доплеровских методов измерения микроструктуры осадков привело к появлению ряда работ, описывающих вид кривых распределения капель дождя по размерам на различных высотах над уровнем земли. Так, А. Г. Горелик и Г. А. Смирнова [4] предлагают использовать не экспоненциальную, а двухпараметрическую зависимость типа гамма-распределения, применяемую при описании микроструктуры облаков. В самые последние годы, однако, стало ясно, что радиолокационные методы определения спектра размеров капель в силу их большой чувствительности к наличию вертикальных потоков воздуха могут привести к ошибочным результатам [46].

Кроме того, пульсации размеров капель и сильные искажения сферической формы могут существенно нарушать однозначную связь размеров капель со скоростью их падения. Особенно показательно в этом смысле поведение капель при потере ими устойчивости и дроблении после достижения критического размера ($r=4\div 6$ мм) [7]. Кинофильм, снятый Б. В. Кирюхиным и А. Б. Курзнером в 1964 г., и данные Мейсона [82] указывают на то, что перед дроблением капля сильно пульсирует, принимает форму парашюта, диаметр которого может превзойти 5 см, что ясно видно из рис. 4, заимствованного у Мейсона. Скорость падения таких капель очень мала, в течение сотых долей секунды они практически парашютируют, а в первые мгновения после дробления некоторые капельки даже двигаются вверх.

Все эти обстоятельства не учитываются при получении данных о спектре размеров дождевых капель радиолокационными доплеровскими методами. Высказанные выше соображения и некоторые технические особенности измерений, снижающие точность определения левого участка спектра размеров капель, заставляют относиться к полученным в этих работах данным о спектре размеров капель с осторожностью.

В последние годы в ЦАО был развит самолетный метод измерения микроструктуры осадков. Большое количество выполненных измерений показало, что в подавляющем большинстве случаев распределение дождевых капель по размерам хорошо описывалось обратно-степенной зависимостью, т. е.

$$n(D) = \begin{cases} \frac{a}{D^\alpha}, & 150 \text{ мк} < D < D_{\max}, \\ 0, & D > D_{\max}, \end{cases} \quad (1.4)$$

где $D_{\max}$ колеблется от 200—300 до 1000—1500 мк.

Форма кривых распределения, полученных разными авторами, может быть различной в зависимости от объектов и способов их измерения. В одних случаях измерения выполнялись

у земли, в других — непосредственно в осадках на различных уровнях. Кроме того, существенно отличались объемы



Рис. 4. Процесс дробления крупной капли — серия снимков через 1 мсек. (по Мейсону).

осреднения. Так, при наземных измерениях объемы проб составляют кубические метры, а по форме они напоминают цилиндры протяженностью порядка десятков метров. На самолете при том же объеме эти цилиндры вытянуты уже на

многие десятки и сотни метров. При радиолокационных измерениях объемы осреднения достигают 10^4 — 10^6 м³. Микроструктура осадков, вообще говоря, — весьма изменчивая характеристика, и любая эмпирическая формула дает о ней лишь некоторое осредненное представление. Поэтому характер осреднения может иметь первостепенное значение. Качество же различных формул, найденных в тех или иных исследованиях, их точность и применимость нуждаются еще в дополнительном изучении. Очевидно, что спектр размеров дождевых капель, вообще говоря, не остается постоянным по всему объему облака. Известно, что в ливневых осадках капли дождя, как и интенсивность его, возрастают от периферии к центру. Ввиду того что очаги осадков перемещаются в пространстве, над данной точкой поверхности земли с течением времени спектр размеров капель изменяется.

Большое значение для радиолокационных методов исследования осадков представляет знание характера изменчивости структуры осадков по высоте. Имеющиеся в литературе данные говорят о том, что в отдельных случаях эта изменчивость невелика. Так, Харди [58] рассчитал эволюцию спектра осадков по мере их падения под облаком и пришел к выводу, что при отсутствии вертикальных потоков и существенных сдвигов ветра спектр размеров меняется незначительно. Экспериментальные данные о профиле радиолокационной отражаемости Z [2] свидетельствуют о том, что в некоторых случаях в слое до 2 км от земли Z почти не меняется, в других случаях это изменение может быть заметно (до порядка и более).

Таким образом, даже самый беглый обзор основных свойств измеряемого объекта убедительно показывает, что дожди по своей структуре и характеристикам являются очень сложным, весьма изменчивым во времени и пространстве объектом измерения.

§ 2. УРАВНЕНИЕ РАДИОЛОКАЦИИ ОСАДКОВ

1. Радиолокация осадков как частный случай радиолокации множественной цели

Радиолокационное обнаружение осадков возможно благодаря рассеянию радиоволн на частицах осадков — каплях или снежинках. Среднее расстояние между отдельными каплями в жидких осадках имеет порядок 10 см. Это расстояние обычно больше длины волны радиолокационных станций, используемых для наблюдения за осадками, или сравнимо с ней. В формировании радиолокационного сигнала в каждый

момент времени принимает участие совокупность частиц осадков, отраженные сигналы которых одновременно поступают на вход приемника радиолокатора. Эта совокупность частиц заключена в пределах так называемого радиолокационного объема, ограниченного приблизительно шириной диаграммы направленности антенны радиолокатора и половиной пространственной протяженности зондирующего импульса. Для случая радиолокации осадков обычно выполняются следующие условия: рассеяние на каждой отдельной капле не зависит от наличия других капель в ее окрестности, отсутствует многократное рассеяние. При этом средняя мощность отраженного сигнала может быть записана в виде

$$\bar{P}_r = \frac{1}{2} \sum \sum \overline{a_i a_j \exp [i 2 \vec{k}(\vec{R}_i - \vec{R}_j)]}, \quad (2.1)$$

где a_i — амплитуда рассеянного i -той частицей поля; $\vec{k}$ — волновой вектор падающей волны, $\vec{R}_i$ — радиус-вектор i -той частицы.

Выделив в (2.1) члены с $i=j$, получим

$$\bar{P}_r = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \overline{a_i^2} + \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \sum'_{j=1}^n \overline{a_i a_j \exp [i 2 \vec{k}(\vec{R}_i - \vec{R}_j)]}, \quad (2.2)$$

где штрих у двойной суммы означает пропуск членов с $i=j$.

При реальных расстояниях до измеряемых дождей отражающий объект обычно находится в дальней зоне (области дифракции Фраунгофера), поэтому векторные значки в (2.1) и (2.2) можно опустить. В этом случае радиолокационный объем можно разбить на шаровые слои толщиной много меньше λ и (2.2) переписать как

$$\bar{P}_r = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \overline{a_i^2} + \frac{1}{2} \sum_{k=1}^m \sum'_{l=1}^m \left(\sum_{i=1}^{S_k} a_i \right) \left(\sum_{j=1}^{S_l} a_j \right) \exp [i 2 k(R_k - R_l)], \quad (2.3)$$

где суммирование по i и j проводится в пределах каждого выделенного слоя; k, l — индексы слоев, а $\sum_{k=1}^m S_k = n$; штрих у двойной суммы означает, как и раньше, пропуск членов с $i=j$.

Так как число капель в пределах выделенного шарового слоя достаточно велико, в (2.3) можно перейти от суммирования к интегрированию. Введем обозначения:

$$A(R) = R^2 h(R) \int \int \int a n(a) da f(\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi, \quad (2.4)$$

$$A^2(R) = R^2 h^2(R) \int \int \int a^2 n(a) da f^2(\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi, \quad (2.5)$$

где $n(a)$ — распределение частиц по амплитудам a ; a — амплитуда отраженного частицей сигнала при условии, что частица находится в центре радиолокационного объема; $f(\theta, \varphi)$ — диаграмма направленности антенны радиолокатора по мощности; $h(R)$ — радиальное распределение амплитуды падающего поля в пределах радиолокационного объема; θ, φ — углы сферических координат с центром в точке расположения радиолокатора. Очевидно, что величина $A(R)$ — амплитуда сигнала, приходящего от шарового слоя, находящегося на расстоянии R от радиолокационной станции.

Амплитуда $A(R)$, являющаяся случайной величиной, может быть представлена как

$$A(R) = \bar{A}(R) + \Delta A(R), \quad (2.6)$$

где $\bar{A}(R)$ — среднее значение $A(R)$ в слое с координатой R , а $\Delta A(R)$ — отклонение $A(R)$ от среднего значения. Соответственно функция корреляции $\overline{A(R_1)A(R_2)}$ переписывается в виде

$$\overline{A(R_1)A(R_2)} = \bar{A}(R_1)\bar{A}(R_2) + \overline{\Delta A(R_1)\Delta A(R_2)}, \quad (2.7)$$

а выражение для $\bar{P}_r$ примет вид

$$\begin{aligned} \bar{P}_r &= \bar{P}_{r1} + \bar{P}_{r2} + \bar{P}_{r3}, \\ \bar{P}_{r1} &= \frac{1}{2} \int A(R) dR, \quad \bar{P}_{r2} = \frac{1}{2} \left| \int \bar{A}(R) \exp[i2kR] dR \right|^2, \\ \bar{P}_{r3} &= \frac{1}{2} \int \int \Delta A(R_1) \Delta A(R_2) \exp[i2k(R_1 - R_2)] dR_1 dR_2. \end{aligned} \quad (2.8)$$

Таким образом, средняя мощность отраженного от осадков сигнала представлена тремя членами: первый интеграл дает вклад некогерентного рассеяния, второй оценивает когерентную компоненту, а третий обусловлен флуктуациями плотности и состава частиц в рассеивающем объеме.

Вклад когерентного рассеяния при радиолокации осадков оценивался в работах [20, 24, 5]. Отметим, что оценка когерентного рассеяния в [24] получена в предположении резкой границы между объемом, в котором заключены рассеиватели, и окружающей средой. На практике зондирующий импульс радиолокатора не является идеально прямоугольным, а имеет размытые фронты, что приводит к значительному уменьшению вклада когерентного рассеяния. Более соответствующими реальным условиям следует считать оценки этого члена, содержащиеся в [20] и [5]. Удобной аппроксимацией реальной формы импульса может служить гауссова функция.

В этом случае отношение $\frac{\bar{P}_{r2}}{\bar{P}_{r1}}$ для монодисперсных осадков

имеет вид

$$\frac{\bar{P}_{r2}}{\bar{P}_{r1}} = \frac{\sqrt{\pi}}{2 \ln 2} N_0 e^{-\frac{4\pi^2 h^2}{\ln 2 \lambda^2}}, \quad (2.9)$$

где N_0 — число частиц в радиолокационном объеме, h — пространственная протяженность зондирующего импульса.

Для самой короткой длительности импульса радиолокаторов, применяемых для метеорологических целей, равной 0,1 мксек., и длины волны 3 см $\bar{P}_{r2}/\bar{P}_{r1} \approx 10^{-7} \cdot 10^6$, для волны 10 см $\bar{P}_{r2}/\bar{P}_{r1} \approx 10^{-7} \cdot 10^6$, т. е. вклад когерентного рассеяния в общий отраженный сигнал от осадков очень мал.

В большинстве работ, посвященных выводу уравнения радиолокации осадков, предполагалось, что взаимное положение частиц независимо. Это предположение приводит к тому, что $\bar{P}_{r3}$ в (2.8) обращается в нуль вследствие того, что $\overline{\Delta A(R_1) \Delta A(R_2)} = 0$. Однако это предположение вряд ли соответствует действительности. Более того, опыт показывает, что следует ожидать определенной корреляции плотности и состава частиц в пространстве. Поскольку в настоящее время отсутствуют данные о функциях корреляции плотности и состава частиц в осадках в широком диапазоне масштабов, оценим третий член в (2.8) в предположении, что функция корреляции имеет экспоненциальный вид

$$\overline{\Delta A(R_1) \Delta A(R_2)} = (\overline{\Delta A})^2 \exp\left(-\frac{|R_1 - R_2|}{R_0}\right). \quad (2.10)$$

Такое предположение значительно упрощает выкладки, позволяет получить наглядную оценку третьего слагаемого в (2.8):

$$\bar{P}_{r3} \approx \frac{2R^* R_0 (\overline{\Delta A})^2}{1 + \left(\frac{4\pi R_0}{\lambda}\right)^2}, \quad (2.11)$$

где R^* — эффективная протяженность радиолокационного объема.

Отношение $\frac{\bar{P}_{r3}}{\bar{P}_{r1}}$ для монодисперсных осадков равно

$$\frac{\bar{P}_{r3}}{\bar{P}_{r1}} \approx \frac{R_0 \Delta N^2}{N \left[1 + \left(\frac{4\pi R_0}{\lambda}\right)^2\right]}, \quad (2.12)$$

где N — число капель в сечении радиолокационного объема, ΔN — флуктуация числа частиц в слое. Для оценки R_0 можно использовать результаты измерений функции корреляции радиолокационной отражаемости Z в осадках, которые показывают, что радиус корреляции R_0 имеет порядок 0,5—1,5 км

в осадках различного типа. Для средних расстояний радиолокационного наблюдения и при обычных диаграммах направленности антенны $N \sim 10^4$.

Предположим, что $\overline{\Delta N^2} \approx N^2$ на расстояниях порядка R_0 , тогда для $R_0 = 1$ км и $\lambda = 3$ см

$$\frac{\overline{P}_{r2}}{\overline{P}_r} \approx 10^{-4}.$$

Таким образом, пренебрегая малыми членами $\overline{P}_{r2}$ и $\overline{P}_{r3}$ в (2.8), получаем, что

$$\overline{P}_r = \frac{1}{2} \int A^2(R) dR, \quad (2.13)$$

т. е. отраженный сигнал от осадков в сантиметровом диапазоне волн (и, естественно, для более коротких волн) следует определять сложением мощностей сигналов, отраженных отдельными частицами в пределах радиолокационного объема.

Запишем более подробно выражение для $\overline{P}_r$ на входе приемника радиолокационной станции. При этом воспользуемся уравнением радиолокации одиночной цели и предыдущим результатом относительно аддитивности эффективных сечений обратного рассеяния капель в осадках. На основании уравнения радиолокации одиночной цели определим амплитуду поля, отраженного одной частицей, как

$$a = \sqrt{2} \left(\frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} \kappa \right)^{1/2}, \quad (2.14)$$

где P_t — импульсная мощность; G — усиление антенны; λ — длина волны; σ — эффективное сечение цели; R — расстояние до цели; κ — коэффициент, учитывающий ослабление радиоволн, определяемый через коэффициенты ослабления в осадках k_{oc} , облаках $k_{обл}$ и атмосферных газах k_r и выраженный в децибелах на километр соотношением

$$\kappa = 10^{-0,2 \int_0^R (k_{обл} + k_{oc} + k_r) dR}.$$

Тогда (2.13) с учетом (2.5) запишется в виде

$$\overline{P}_r = \frac{P_t G_0^2 \lambda^2}{(4\pi)^3} \int \int \int \sigma n(\sigma) \frac{R^2(R)}{R^3} f^2(\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi d\sigma dR, \quad (2.15)$$

где G_0 — максимальное значение G ; величина $\int \sigma n(\sigma) d\sigma$ называется объемной отражаемостью множественной цели, обозначается как η и является, вообще говоря, функцией R, θ, φ . В случае однородных осадков η не зависит от пространственных координат. Если диаграмму направленности антенны

аппроксимировать гауссовыми функциями, то для однородных осадков (2.15) можно преобразовать к виду

$$\bar{P}_r = \frac{P_t G_0^2 \lambda^2 h \theta_0 \varphi_0 \eta}{4\pi^2 \ln 2 R^2} \kappa. \quad (2.16)$$

Здесь $n(\sigma)$ — распределение частиц по эффективному сечению обратного рассеяния; θ_0, φ_0 — ширина диаграммы направленности в двух взаимно перпендикулярных плоскостях по точкам половинной мощности, а под h следует понимать ширину эквивалентного прямоугольного импульса, площадь которого равна площади реального зондирующего импульса.

Приведенное уравнение радиолокации однородной множественной цели отличается от рекомендуемого в других работах постоянным множителем $(2 \ln 2)^{-1}$ и тем, что здесь произведение $G_0^2 \theta_0 \varphi_0$ не выражено через эффективную площадь антенны. В большинстве работ и монографий, появившихся до 1962 г., уравнение радиолокации множественной цели упрощалось по сравнению с (2.16) путем использования полумпирических соотношений, связывающих G_0, θ_0, φ_0 и эффективную площадь антенны $A_{\text{эф}}$. При этом предполагалось, что для всех типов антенн существует единая связь между G_0 и θ_0, φ_0 . Однако опыт показывает, что для разных типов антенн эти соотношения различны.

В 1962 г. Проберт-Джонс [87] ввел в уравнение радиолокации дополнительный коэффициент, с помощью которого можно было учитывать особенности каждого типа антенн. Однако даже уравнение, предложенное Проберт-Джонсом, обладает определенными недостатками по сравнению с (2.16). Дело в том, что введение постоянных коэффициентов, учитывающих свойства каждой конкретной антенны, не исключает ошибок, вызванных изменением G_0 за счет уменьшения или увеличения коэффициента полезного действия антенны, обусловленных вариациями потерь в антенне и фидерах. Таким образом, при проведении достаточно точных измерений радиолокационных характеристик множественной цели следует пользоваться уравнением в виде (2.16) и иметь в виду, что ранее использовавшиеся уравнения присущи ограничения, которые могут привести к ошибкам.

Отметим также, что не всегда гауссова функция является хорошей аппроксимацией для диаграммы направленности антенны. Поэтому было бы полезным определять радиолокационный объем интегрированием реальных диаграмм направленности и огибающих зондирующих импульсов.

Уравнение радиолокации осадков (2.16) было получено в предположении однородности осадков. Если осадки неоднородны, например, если η изменяется с высотой, то зависи-

мость $\bar{P}_r$ от R будет отличаться от $\sim \frac{1}{R^2}$ вследствие подъема луча радиолокатора с ростом удаления, что обусловлено кривизной земли и рефракцией. К убыванию мощности принятого сигнала быстрее, чем $\frac{1}{R^2}$, приводит также неполное заполнение радиолокационного объема частицами осадков, что можно учесть введением в уравнение коэффициента заполнения ψ . Кроме того, функцией расстояния является и множитель κ , учитывающий ослабление радиоволн на пути их распространения до цели и обратно.

Целесообразно в уравнение (2.16) ввести коэффициент $F(R)$, учитывающий влияние вертикальной неоднородности осадков и эффектов распространения радиоволн (влияние земли, рефракции и др.), за исключением ослабления, которое уже учтено коэффициентом κ .

Таким образом, уравнение радиолокации осадков следует писать в виде

$$\bar{P}_r = \frac{P_t G_0^2 \lambda^2 h \theta_0 \varphi_0 \eta}{4^5 \pi^2 \ln 2 R^2} \kappa \psi F(R). \quad (2.17)$$

Теоретическое определение коэффициентов ψ и $F(R)$ невозможно из-за отсутствия информации о структуре осадков и условиях распространения радиоволн в каждом конкретном случае, поэтому в настоящее время ψ и $F(R)$ могут быть оценены только экспериментально.

2. Метеорологическая информация, содержащаяся в радиолокационном сигнале от осадков

Кроме очевидной информации о форме очагов осадков, их пространственном расположении и перемещении, которая легко может быть получена по наличию или отсутствию радиолокационного сигнала, в самой величине сигнала P_r содержится и количественная информация о характере осадков. Задача, следовательно, состоит в определении объема этой информации и в изыскании путей ее извлечения. Обращаясь к формуле (2.17), мы видим, что некоторая информация об объекте измерения содержится в множителях η , κ , ψ и $F(R)$. Основной величиной, непосредственно несущей метеорологическую информацию, является отражающая поверхность единицы объема осадков η . При однородном пространственном распределении капель, как отмечалось выше,

$$\eta = \int_0^\infty n(r) \sigma(r, \lambda) dr. \quad (2.18)$$

Если длина волны заметно превосходит размеры дождевых капель, так что параметр $a = \frac{2\pi r}{\lambda_{\text{ср}}}$ много меньше единицы ($\lambda_{\text{ср}}$ — длина волны в среде, т. е. в водяной капле), то сечение обратного рассеяния капель описывается законом Релея. Так, при $\lambda > 3,2$ см для не очень крупнокапельных дождей можно считать, что условие $a \ll 1$ выполняется. В этом случае по формуле Релея

$$\sigma(r, \lambda) = \frac{64\pi^5 r^6}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2, \quad (2.19)$$

тогда

$$\eta = \frac{1}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 Z, \quad (2.20)$$

где

$$Z = 64 \int_0^{\infty} n(r) r^6 dr. \quad (2.21)$$

Обычно Z называют радиолокационной отражаемостью. Правильнее же было бы под радиолокационной отражаемостью понимать, как это было отмечено в главе I, величину Z_e , учитывающую отклонение от релеевского закона рассеяния, вызванное нарушением сферической формы капель и невыполнением условия $a \ll 1$.

В общем случае можно записать

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 Z_e. \quad (2.22)$$

Введем множитель μ , характеризующий суммарное по всем каплям единицы объема отклонение от релеевского рассеяния, т. е.

$$Z_e = \mu Z. \quad (2.23)$$

Множитель μ , естественно, не является константой и в свою очередь зависит от микроструктуры осадков. Итак, в общем случае можно записать

$$\bar{P}_r = \frac{CF(R)}{R^2} \mu \eta Z. \quad (2.24)$$

Множитель C зависит от параметров станции (величина $\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}$, зависящая от комплексного показателя преломления воды, практически постоянна) и может быть назван аппаратурной константой. Основным параметром, зависящим от структуры осадков, является величина, представляющая со-

бой момент шестого порядка распределения капель дождя по размерам $M_6(r)$ ¹.

Множители μ , κ и ψ часто незначительно отличаются от единицы, но в отдельных случаях эти отклонения могут быть очень велики. Так, при малых λ (практически при $\lambda < 1 + 3 \text{ см}$) множитель κ может стать заметно меньше единицы.

3. Связь интенсивности дождей с их микроструктурой

Интенсивность осадков на данном уровне, т. е. масса воды, падающая сквозь единичную площадку в единицу времени ², зависит от концентрации и спектра размеров дождевых капель и скорости их падения относительно земли. При измерениях необходимо определять интенсивность осадков I непосредственно у земли. Очевидно, что I определяется спектром осадков и скоростью падения также вблизи земной поверхности.

В общем случае интенсивность осадков зависит и от времени, и от места выпадения, т. е.

$$I(x, y, t) = \frac{4}{3} \pi \int_0^{\infty} r^3 n(x, y, t, r) [V(r) - u(x, y, t)] dr, \quad (2.25)$$

где $V(r)$ — скорость установившегося падения капель радиусом r , а $u(x, y, t)$ — вертикальная скорость воздушных потоков (положительная для восходящих токов).

Нерегулярные изменения спектра размеров дождевых капель и скорости воздушных потоков по площади осадков и во времени приводят к тому, что связь интенсивности дождя со структурой осадков не однозначна.

При установлении связи Z и I часто используют упрощенную модель структуры осадков. Поступим и мы таким же образом. Рассмотрим модель, в которой осадки однородны в пространстве и во времени, а вертикальные потоки воздуха у земли отсутствуют. Тогда

$$I = \frac{4}{3} \pi \int_0^{\infty} r^3 n(r) V(r) dr. \quad (2.26)$$

¹ Моментом l -го порядка некоторого распределения $f(x)$ называется величина $M_l = \int_a^b x^l f(x) dx$, где x может изменяться от a до b .

² Обычно принято интенсивность осадков измерять в единицах толщины слоя воды, выпадающей в единицу времени. В силу того что плотность воды $\rho_w = 1$, эти оба определения количественно совпадают. Мы в дальнейшем также будем измерять I в мм/час.

В широком диапазоне размеров можно зависимость скорости падения капли от ее размеров аппроксимировать степенной функцией

$$V(r) = c_1 r^\beta. \quad (2.27)$$

Так, с ошибкой не более 10% можно считать, что $\beta=1$ при радиусе капель от 0,1 до 0,6 мм, $\beta=0,78$ для капель радиусом 0,2—1,7 мм и $\beta=0,5$ для капель радиусом 0,4—2,5 мм. Эта аппроксимация вполне удовлетворительна, и в рассматриваемой сильно упрощенной модели стационарных осадков нет смысла заменять (2.27) каким-либо более точным, но существенно более громоздким выражением.

С учетом (2.27) можно записать, что

$$I = c_2 \int_0^\infty n(r) r^{3+\beta} dr. \quad (2.28)$$

Так как для капель осадков β заключено между 1 и 0,5, то, обобщая понятие момента распределения на нецелые порядки, можно сказать, что интенсивность осадков в рассмотренной модели пропорциональна моменту распределения дождевых капель по размерам $M_{3+\beta}$ порядка 4—3,5.

4. Аналитическая связь радиолокационной отражаемости Z с интенсивностью дождя I для некоторых моделей осадков

При достаточно простой модели макро- и микроструктуры осадков нетрудно теоретически найти связь между Z и I . Наиболее простой, естественно, является модель монодисперсных, однородных в пространстве и стационарных осадков, для которой все капли дождя имеют одинаковый радиус r_0 , концентрация N не меняется со временем и в пространстве, скорости вертикальных потоков равны нулю.

В этом случае, очевидно,

$$Z = kI, \quad (2.29)$$

где

$$k = \frac{3r_0^3}{4\pi V(r_0)}.$$

Линейная связь Z и I имеет место и в более общей модели. Действительно, рассмотрим случай, когда

$$n(x, y, z, t, r) = N(t) f(r), \quad (2.30)$$

т. е. распределение капель осадков пространственно однородно, а вид кривой распределения не меняется со временем

$f(r)$ не зависит от t). Тогда

$$Z = 64N(t) \int_0^{\infty} r^6 f(r) dr, \quad (2.31)$$

$$I = \frac{4}{3} \pi N(t) \int_0^{\infty} r^3 V(r) f(r) dr. \quad (2.32)$$

Интегралы в (2.31) и (2.32) являются некоторыми постоянными величинами, очевидно, и в этом случае связь Z и I может быть выражена соотношением (2.29), где

$$k = \frac{48 \int_0^{\infty} r^6 f(r) dr}{\pi \int_0^{\infty} r^3 f(r) V(r) dr}.$$

Нетрудно установить связь Z и I и для несколько более общего случая. Сохраняя однородность в пространстве, будем считать, что в каждый момент времени t спектр размеров капель описывается гамма-распределением, причем концентрация и параметры распределения могут зависеть от времени, т. е.

$$n(r) = N(t) f(r, t) = N(t) \frac{r^{\delta(t)} e^{-\frac{r}{r_0(t)}}}{\Gamma[\delta(t) + 1] [r_0(t)]^{\delta(t) + 1}}. \quad (2.33)$$

При этом, имея в виду, что момент p -того порядка для γ -распределения имеет вид

$$M_p = \frac{\Gamma(\delta + p + 1)}{\Gamma(\delta + 1)} r_0^p, \quad (2.34)$$

легко найдем

$$Z = 64NM_6 = 64N(t) \frac{\Gamma(\delta + 7)}{\Gamma(\delta + 1)} [r_0(t)]^6, \quad (2.35)$$

$$I = NM_{3+\beta} = N(t) \frac{\Gamma(\delta + 4 + \beta)}{\Gamma(\delta + 1)} [r_0(t)]^{3+\beta}. \quad (2.36)$$

Исключая из системы (2.35) и (2.36) характерный радиус частиц r_0 , найдем

$$Z = A(t) I^6. \quad (2.37)$$

Здесь

$$(1) \quad b = \frac{6}{3+\beta}, \quad A(t) = \varphi[\delta(t)] [N(t)]^{\frac{\beta-3}{\beta+3}}.$$

Если принять, что концентрация капель и показатель γ -распределения не меняются со временем (например, $\delta=0$ — распределение Маршалла — Пальмера [81] или $\delta=2$ — распределение Поляковой — Шифрина [19]), то $A = \text{const}$.

Принимая, что $\beta = \text{const}$ (для мелкокапельных обложных дождей можно принять $\beta=1$, а для крупнокапельных ливневых $\beta=0,5$), находим, что показатель в (2.37) колеблется от 1,5 до 1,7.

Предположение о постоянстве концентрации плохо согласуется с действительностью. Известно, что между концентрацией и характерными размерами дождевых капель и интенсивностью осадков существует определенная коррелятивная связь. Возрастание интенсивности осадков обычно сопровождается увеличением концентрации и ростом среднего размера капель.

Таким образом, если положить, что $N(t) \sim I^{v_1}$, а $\varphi(\delta) \sim I^{v_2}$, то (2.37) можно записать в виде

$$Z = \text{const} \cdot I^b = A I^b, \quad (2.38)$$

где

$$b = \frac{6}{3+\beta} + v_2 + \left(\frac{\beta-3}{\beta+3} \right) v_1.$$

Отсутствие надежных экспериментальных данных о характере изменения микроструктуры осадков не дает возможности судить о реальных значениях таких параметров, как v_1 и v_2 , и тем самым о показателе b .

Итак, предположение о пространственной однородности микроструктуры осадков приводит при довольно общих предположениях к степенной зависимости типа (2.38) между величинами Z и I .

Однако, как правило, осадки неоднородны в пространстве и во времени, а связь между интенсивностью, средним радиусом капель и концентрацией не жесткая и также изменяется во времени и от точки к точке. Поэтому, приняв, что Z и I связаны соотношением типа (2.37), параметры A и b нельзя считать постоянными ни во времени, ни в пространстве.

Возникает чрезвычайно важный практический вопрос, существует ли для реальных осадков устойчивая связь между мощностью радиолокационного сигнала от осадков Z и их интенсивностью I . Прежде чем дать на него ответ, обсудим более детально основные соотношения.

§ 3. АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ УРАВНЕНИЙ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ СВЯЗЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ С РАДИОЛОКАЦИОННЫМ СИГНАЛОМ ОТ НИХ

Мощность отраженного от осадков сигнала $\bar{P}_r$ и интенсивность осадков I по своей физической природе являются результатом осреднения большого количества величин. В первом случае эффект осреднения создается многочисленными каплями, заполняющими радиолокационный объем, во втором — каплями, выпадающими на рассматриваемый участок поверхности земли. Кроме того, само изображение очагов осадков на экранах индикаторов является результатом осреднения большого числа приходящих единичных импульсов. Таким образом, и в том, и в другом случае мы имеем дело с результатом как пространственного, так и временного осреднения. Это обстоятельство чрезвычайно важно, ибо к любой аналитической зависимости, связывающей величины, осредненные существенно различным образом, следует подходить осторожно, ясно представляя себе степень надежности и применимости подобных соотношений, зависящих от характера колебаний осредняемых величин в пространстве и во времени.

Рассмотрим, с какого рода осреднением приходится иметь дело при определении величин $\bar{P}_r$ и I .

Различные отрасли хозяйства нуждаются в сведениях об общей сумме осадков, выпадающих на тех или иных площадях, за тот или иной промежуток времени. Таким образом, практический интерес представляет величина I , осредненная по площади S за определенный промежуток времени t . Учитывая формулу (2.25), мы можем записать сказанное в виде

$$\bar{I} = c \int_S \int_{t_1}^{t_1 + \Delta t} dx dy \int_0^{\infty} dt \int_0^{\infty} n(x, y, t, r) r^3 [V(r) - u(x, y, t)] dr. \quad (3.1)$$

Формула (3.1), записанная в достаточно общем виде, не содержит предположений об однородности микроструктуры осадков в пространстве и во времени или об отсутствии вертикальных потоков.

Прежде чем переходить к анализу характера осреднения радиолокационной информации, следует ясно представить, в каком виде эта информация поступает в обработку. Подробно этот вопрос обсуждается в следующих двух главах. Здесь же отметим только, что эта информация поступает на ИКО, где так или иначе последовательно регистрируются площади, ограниченные контурами изоэхо осадков. Результаты специального исследования изменчивости площадей, ограниченных контурами изоэхо при последовательных круговых обзорах, показали, что она в течение нескольких обзоров невелика,

Итак, можно считать, что в общем случае радиолокационная отражаемость Z связана с микроструктурой капельных осадков соотношением

$$\overline{Z(t)} = 64 \int_{\Omega} \int dx dy dz \int_0^{\infty} n(x, y, z, t, r) r^6 dr, \quad (3.2)$$

где Ω — радиолокационный объем. (Мы надеемся, что использование Z для обозначения радиолокационной отражаемости и z для обозначения вертикальной координаты не вызовет недоразумений.) Под r следует понимать радиус сферической частицы, равновеликой по объему данной капли.

Подчеркнем, что при радиолокационном определении величины Z осредняется, как это видно из (3.2), не спектр размеров капель, а момент шестого порядка, что не одно и то же, ибо чем выше порядок момента распределения, тем сильнее соответствующее среднее зависит от концентрации самых крупных капель.

Приведенное выше обсуждение соотношений (3.1) и (3.2) убедительно показывает, что в общем случае неоднородного пространственного распределения капель нельзя рассчитывать на наличие четко выраженной аналитической связи между Z и I . (Здесь и далее для упрощения записи мы будем опускать черту как знак осреднения, если в этом не будет особой необходимости.)

Кроме того, радиолокационные измерения непосредственно фиксируют величину P_r , связь которой с Z , как это следует из (2.24), также зависит от микро- и даже макроструктуры осадков. Так, множитель μ тем сильнее отличается от единицы, чем крупнее капли. В свою очередь в среднем капли осадков крупнее при большем I . Таким образом, μ тем сильнее отличается от единицы, чем больше I . При определенных условиях может заметно отличаться от единицы и множитель κ , учитывающий ослабление радиоволн на пути распространения. Если большая часть пути от РЛС до цели занята осадками, интенсивность которых достаточно велика, то только за счет ослабления в них сигнал может быть уменьшен в несколько раз. В какой-то степени наличие ослабления может быть учтено (см. [74, 101]), однако более разумно, видимо, применять РЛС с большей длиной волны, что позволит резко снизить роль поглощения. Так, при $\lambda > 5,4$ см можно с хорошей степенью приближения считать $\kappa = 1$.

На больших расстояниях от РЛС и на краях полей осадков радиолокационный объем может быть неполностью заполнен каплями осадков, т. е. и множитель ψ в этом случае может быть заметно меньше единицы,

Наконец, в случае резко выраженной пространственной неоднородности сечения обратного рассеяния в объеме зондирующего импульса (например, при попадании в радиолокационный объем полосы таяния) может заметно исказиться и характер убывания эхо-сигнала по мере удаления осадков от станции, т. е. появится ясно выраженная зависимость множителя F от расстояния R .

Итак, анализ основных соотношений, определяющих характер метеорологической информации, содержащейся в величине эхо-сигнала от осадков, приводит к выводу, что попытки теоретически найти простую аналитическую зависимость мощности принятого радиолокационного сигнала $\bar{P}_r$ от интенсивности осадков I не могут быть успешными. Практическое же применение соотношений типа $\bar{P}_r = cI^b$, где c и b найдены из теоретических соображений на основании упрощенных моделей, требует тщательной экспериментальной проверки и установления пределов применимости и точности этих соотношений.

§ 4. КОРРЕЛЯТИВНАЯ СВЯЗЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ С РАДИОЭХО ОТ НИХ

Отрицательный вывод о возможности установления в общем случае достаточно простой и устойчивой аналитической связи между мощностью принимаемого от осадков радиолокационного сигнала $\bar{P}_r$ и их интенсивностью I не означает, что радиолокационный метод измерения количества выпавших осадков должен быть отброшен как непригодный, без дальнейшего анализа.

Действительно, многолетний опыт радиолокационных исследований гроз и осадков позволяет утверждать, что РЛС фиксирует не только перемещение очагов осадков, но и в какой-то степени их мощность. Как правило, чем интенсивнее осадки, тем больше принятый сигнал. Опыт подобных работ определенно указывает на наличие высокой корреляции между интенсивностью осадков и мощностью принятого сигнала. Это обстоятельство побуждает подойти к связи радиолокационного сигнала осадков с их интенсивностью с эмпирических позиций и попытаться установить соответствующие коррелятивные связи.

Допустим, что на основании ряда соображений (например, исходя из накопленного опыта исследований, установившихся традиций, простоты и удобства оперирования и др.) мы приходим к выводу, что коррелировать с интенсивностью осадков надо некоторую функцию от мощности радиолокационного сигнала, т. е. $\varphi(\bar{P}_r)$. Назовем эту величину $I_{\text{уд}}$ (некоторая

условная интенсивность осадков), т. е.

$$I_{\text{усл}} = \varphi(\bar{P}_r). \quad (4.1)$$

Очевидно, что в любой момент времени истинная интенсивность осадков $I(x, y, t)$ в точке с координатами (x, y) может быть связана с $I_{\text{усл}}(x, y, z, t)$, найденной по (4.1) для значений $\bar{P}_r$, измеренных в точке (x, y, z) в тот же момент времени t , соотношением вида¹

$$I(x, y, t) = K(x, y, z, t) I_{\text{усл}}(x, y, z, t). \quad (4.2)$$

Формула (4.2) может рассматриваться как определение множителя K . Так как I и $I_{\text{усл}}$ являются непрерывными функциями координат, то и K является непрерывной функцией координат.

Слой осадков в точке (x, y) за время Δt будет при этом равен

$$\begin{aligned} H(x, y, t, \Delta t) &= \int_t^{t+\Delta t} I(x, y, t) dt = \\ &= \int_t^{t+\Delta t} K(x, y, z, t) I_{\text{усл}}(x, y, z, t) dt. \end{aligned} \quad (4.3)$$

По теореме о среднем выражение (4.3) можно преобразовать к виду

$$H(x, y, t, \Delta t) = K(x, y, z, t + \theta) H_{\text{усл}}(x, y, z, t, \Delta t), \quad (4.4)$$

где

$$H_{\text{усл}}(x, y, z, t, \Delta t) = \int_t^{t+\Delta t} I_{\text{усл}} dt = \int_t^{t+\Delta t} \varphi[\bar{P}_r(x, y, z, t)] dt, \quad (4.5)$$

θ — величина, заключенная между нулем и Δt .

Если начиная с некоторого $\Delta t > T$ множитель K стремится к некоторой постоянной величине K_0 или совершает около нее сравнительно малые колебания, то можно говорить об удовлетворительном радиолокационном измерении суммы осадков в точке за интервалы времени, превосходящие T . При наличии достаточного экспериментального материала построение кривых $\bar{K}(t)$ для разных интервалов T позволило бы получить наглядное представление о качестве метода: если с ростом T колебания кривой убывают, т. е. $|\bar{K} - K_0| \leq \Delta K_0$, где

¹ Практически $I_{\text{усл}}$ удобно измерять в произвольных единицах, отличных от обычных единиц измерения интенсивности осадков. Поэтому множитель K — величина размерная, учитывающая это различие в единицах измерения (см. главу IV).

K_0 и ΔK_0 не зависят ни от t , ни от T , то метод хорош при достаточно малых ΔK_0 , и наоборот.

На практике никто не интересуется данными о слое осадков в точке, обычно требуются сведения о среднем слое осадков на некоторой площади. Поэтому, если даже эксперимент покажет, что не существует таких величин K_0 и ΔK_0 или ΔK_0 слишком велико, это еще не будет означать, что следует отказаться от радиолокационного метода измерения осадков. Может быть, хорошая связь будет установлена при осреднении по времени и по площади.

Используя теорему о среднем, можно записать, что средний слой осадков на некоторой площади S за время Δt есть

$$\bar{H}(t) = \int_S \int_t^{t+\Delta t} dx dy \int_t^{t+\Delta t} I(x, y, t) dt = \bar{K}(x_i, y_i, z_i, t_i) \times \\ \times \int_t^{t+\Delta t} H_{\text{усл}}(x, y, z, t) dt = \bar{K}(x_i, y_i, z_i, t_i) \bar{H}_{\text{усл}}(t). \quad (4.6)$$

Возможно, что при заданном Δt множитель $\bar{K}$ будет испытывать все меньшие колебания по мере увеличения площади осреднения S . Отбросим и здесь для удобства все черточки над величинами, означающие осреднение, и запишем окончательный результат в виде

$$H(S, t, \Delta t) = K(S, \Delta t, a_1, \dots, a_n, t) H_{\text{усл}}(S, t, \Delta t). \quad (4.7)$$

Здесь под параметрами $a_1, a_2, \dots, a_n$ могут пониматься характеристики различных условий — высота радиолокационного объема, высота нулевой изотермы, сезон, место наблюдений, тип осадков и т. д.

Итак, истинный средний по площади S слой осадков, выпавших за время $t \div t + \Delta t$, пропорционален некоторой эффективной величине, найденной по радиолокационным наблюдениям, с некоторым коэффициентом пропорциональности $K(S, \Delta t)$. Естественно, что радиолокационные измерения практически возможны в том и только в том случае, если K не зависит от момента начала измерения t .

Определение степени устойчивости коэффициента согласования K , его зависимости от площади и времени осреднения, выявление его зависимости от других факторов (района наблюдения, интенсивности осадков, орографии, сезона, удаления от локатора и т. д.) является одной из основных задач данной проблемы, которая рассматривается в главе V. Другой задачей, от которой зависит решение и предыдущей, является выбор вида зависимости $\varphi(\bar{P}_r)$, которую мы будем называть рабочей формулой. Эта задача рассматривается в главе IV.

Глава III

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ПОЛУЧЕНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ ОБ ОСАДКАХ

Как уже указывалось, преимущество радиолокационного метода измерения осадков на площади перед обычными методами заключается в возможности быстрого сбора, обработки и передачи информации. Реализация этих возможностей требует разработки методики и дополнительных устройств к радиолокационной станции, позволяющих преобразовать величины радиолокационных сигналов или их изображения на индикаторе кругового обзора в карту распределения слоя осадков на избранной площади за представляющий интерес интервал времени. Одновременно с работами по исследованию точности радиолокационного метода измерения осадков проводились поиски оптимальных систем обработки и распространения получаемой информации. За последние 10—15 лет предложено несколько способов обработки радиолокационных данных, отличающихся как техническим решением, так и экономическими показателями.

В настоящей главе будет дан краткий обзор зарубежных и отечественных работ, посвященных аппаратурным и методическим вопросам, а также описаны особенности технического осуществления измерений, проведенных в ЦАО в течение 1964—1965 гг.

§ 1. МЕТОДЫ ТЕХНИЧЕСКОЙ РЕАЛИЗАЦИИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ

При измерении осадков по радиолокационной отражаемости необходимо преобразовать среднюю мощность радиозо, поступающего из некоторой точки над исследуемой площадью, в интенсивность осадков. Это осуществляется с помощью соотношений, связывающих мощность отраженного

сигнала с интенсивностью дождя, которые подробно обсуждаются в главах II и IV.

Идеальное устройство для получения данных о слое осадков должно осуществлять следующие операции: 1) осреднять флуктуирующие значения мощности отраженных сигналов в каждой точке всей площади радиолокационного обзора, 2) преобразовывать по заранее избранной формуле среднюю мощность эхо в каждой точке исследуемой площади в интенсивность осадков, 3) определять слои осадков в каждой точке обзора или для любого участка площади путем интегрирования интенсивности осадков за требуемый интервал времени по заданной площади, 4) регистрировать полученную информацию в виде карт слоя осадков и передавать эти данные к потребителям.

Практически применяемые способы обработки сигналов часто заметно отличаются от описанной выше идеальной схемы. Дело в том, что при научных исследованиях можно пожертвовать оперативностью обработки данных и воспользоваться более простым техническим решением, чем это требуется для автоматизации процесса получения и преобразования радиолокационной информации.

При измерении осадков радиолокатор работает в режиме азимутального сканирования по кругу или в заданном секторе при нулевом или близком к нему угле возвышения антенны. При этом на индикаторе кругового обзора (ИКО) радиолокатора появляются изображения зон осадков, яркость которых соответствует интенсивности принятых эхо-сигналов. Так как частота повторения зондирующих импульсов всегда значительно превосходит угловую частоту вращения антенны радиолокатора, изображение на экране является результатом наложения большого количества однократных разверток, благодаря чему сглаживаются флуктуации отраженных сигналов, обусловленные множественной природой цели.

Переход от мощности отраженных сигналов к интенсивности осадков может быть осуществлен как на основе видимого изображения на ИКО, так и путем соответствующей обработки видеосигналов в приемном тракте радиолокатора.

В ряде работ используется методика измерений, основанная на использовании изображения очагов осадков на экране радиолокатора. При коррекции сигналов на квадрат расстояния и достаточно высоком потенциале радиолокатора очертания изображений на индикаторе при пренебрежимо малом ослаблении радиоволн повторяют границы зон осадков, а яркостная засветка изображений при динамическом диапазоне отраженных сигналов, не превосходящем диапазона приемника, соответствует распределению интенсивности сигналов. Заманчивая перспектива получения информации в результате

однократного радиолокационного обзора обследуемой площади привела к созданию ряда устройств, основанных на применении фотографических элементов. Так, в Макгиллском университете разработано устройство [102], которое сочетает электронную и фотографическую технику. Принятые эхо-сигналы до подачи их на ИКО подвергаются коррекции на квадрат удаления, что необходимо для того, чтобы величина сигналов зависела только от радиолокационной отражаемости цели. Изображения ИКО фотографируются через оптический фильтр, корректирующий эффект радиального изменения яркости свечения, связанного с неравномерной плотностью линий развертки. В результате автоматической обработки фотопленки в быстром проявителе получают изображения, плотность которых пропорциональна интенсивности принятых эхо-сигналов. Далее пленка поступает в фотоэлектронное считывающее устройство. Здесь изображение подвергается сканированию в декартовых координатах с помощью светового луча, диаметр которого выбран так, чтобы осуществлялось некоторое интегрирование изображения для сглаживания флуктуаций и в то же время оставалась достаточно высокой разрешающая способность. Промодулированный по амплитуде световой луч поступает на фотоумножитель, к выходу которого подключены семь пороговых устройств анализатора. С помощью обычной телефонной линии связи сигналы с анализатора передаются на факсимильный регистратор. Одновременно с помощью несложного электронного устройства выявляются некоторые статистические свойства распределения эхо-сигналов, такие, как площадь, перекрытая осадками, превышающими заданный порог, и т. д. Эти данные также поступают на линию связи и отпечатываются на приемном пункте. Описанное устройство практически используется в аэропорту Монреаля. Авторами было сконструировано также электронное устройство, предназначенное для коррекции полученных сигналов на затухание в осадках [101]. Коррекция производится с помощью интегрирования сигналов в цепи обратной связи.

Использование многократно экспонированных фотографий ИКО радиолокатора для интегрирования эхо-сигналов за длительные промежутки времени (порядка нескольких часов) было впервые предложено Колером и исследовалось Тарблом [96] и др. Об интересных результатах аналогичных работ сообщили Лебер, Меррит и Робертсон [78]. Такого рода устройства являются недорогими и могут в ряде случаев использоваться в системах предупреждения о наводнениях и т. п. Необходимо, однако, признать, что такой метод трудно поддается стандартизации, хотя с точки зрения экономических преимуществ перед более прогрессивными методами и может

рассматриваться как временное или вспомогательное средство для анализа осадков.

Отметим, что динамический диапазон радиолокационных сигналов метеорологических образований достигает величин порядка 60—80 дБ. Очевидно, что сигналы в таком диапазоне не могут быть достаточно подробно и точно изображены на ИКО. Поэтому наиболее распространенным методом получения данных об осадках на площади является способ контуров изозо. При этом в качестве достоверной информации для изображений осадков на ИКО принимаются только контуры зон осадков, величина эхо-сигналов от которых превосходит наперед заданный уровень. Для получения картины пространственного распределения осадков по интенсивности производится серия последовательных радиолокационных обзоров при ступенчатом калиброванном изменении чувствительности приемника. При этом число обзоров в серии определяется интенсивностью осадков и величиной ступени изменения чувствительности. В свою очередь величина ступени выбирается из условия получения достаточно подробного распределения осадков.

Такая методика получения данных о сумме осадков на площади использовалась в работах Бюро погоды США [72] по радиолокационному измерению осадков. Зоны изозо на сериях фотографий ИКО, сделанных при различных значениях усиления приемника радиолокатора, обводились вручную и значения интенсивности эхо-сигналов в каждом элементарном квадрате площади обзора переводились в числовой код, а затем вводились в цифровую вычислительную машину для последующей обработки.

О создании программ для обработки данных, полученных по методу изозо, на вычислительной машине сообщают Вильсон [108] и Кесслер и Руссо [73]. Представление данных в виде цифровой карты, предусмотренное этими программами, сочетает возможность количественной оценки с наглядностью. Программы включают также получение информации о различных статистических характеристиках осадков.

К методу изозо близок принцип работы устройства, предложенного Коллисом [48]. В этом устройстве также используется индикатор кругового обзора и при каждом обзоре регистрируются только сигналы, превышающие один из дискретных уровней (в устройстве всего шесть уровней квантования). Однако Коллису удалось избежать этапа ручной обработки благодаря применению схемы интегрирования эхо-сигналов в системе дискретных адресных счетчиков. В созданном и испытанном им устройстве проквантованные по уровню сигналы регистрируются в 141 адресной точке, равномерно распределенной по площади обзора радиолокатора, имеющей

радиус 160 км. Съём информации с ИКО осуществляется с помощью системы фотоэлектрических триггеров, смонтированных на кодовом барабане, вращающемся синхронно с антенной. С помощью несложного устройства информация обрабатывается в цифровом виде и изображается в виде накопленного слоя осадков системой электромеханических счетчиков, размещенных на крупномасштабной карте местности в точках, соответствующих адресным. Одна серия измерений производится каждые 12 мин. Устройство снабжено блоком автоматической коррекции сигнала на квадрат расстояния, осуществляемой с помощью сложения отраженных сигналов на выходе логарифмического усилителя с вырабатываемым в каждый период развертки напряжением вида $Ig R$.

В результате испытаний описываемой системы оказалось, что, хотя число адресных точек почти на порядок превышает обычное число дождемеров для аналогичной площади, полученные данные неудовлетворительны при определении количества осадков, выпадающих в случае грозových и ливневых дождей, и представляют собой только часть общего количества информации, даваемой ИКО радиолокатора. Выяснилось, однако, что такая простая обработка дает вполне удовлетворительные результаты при измерении продолжительных обложных осадков и вполне может быть использована для прогнозирования наводнений и контроля стока в бассейнах рек.

Описанные схемы обработки сигналов по методу изохэ имеют существенный недостаток, заключающийся в том, что для получения полной картины распределения осадков по интенсивности требуется произвести ряд радиолокационных обзоров. Это исключает возможность получения мгновенной картины распределения осадков и затрудняет измерение быстро изменяющихся ливневых и грозových дождей, внося дополнительные ошибки.

В 1953 г. Атласом [31] были предложены идеи технического осуществления метода изохэ, позволяющего получать одновременно два контура изохэ и более. В основу метода были положены принцип ограничения видеосигналов на заданном уровне и сложение ограниченных сигналов с инвертированным напряжением, превышающим порог ограничения. Устройство получения многоконтурного изображения описано также Ниссенom и Джиотисом [86]. Существенным недостатком метода многоуровневых изохэ на одном и том же индикаторе является значительное усложнение обработки данных, в особенности автоматизированной. Такой способ регистрации хорош только для быстрой визуальной оценки и иллюстраций.

Большой интерес представляет радиолокационная система для измерения осадков на базе метеорологического радио-

локатора 3,2-см диапазона, предложенная Кодаирой [74, 75]. Разработанные электронные цепи и устройства позволяют осуществлять все необходимые манипуляции с сигналами в процессе их обработки и передачу данных по различным каналам связи к центрам обработки и использования информации. Основными элементами, дополняющими стандартную радиолокационную аппаратуру, являются блок получения площадей изоэхо, преобразователь видеосигналов и вычислительное устройство. В блоке получения площадей изоэхо видеосигналы отражений корректируются на квадрат удаления и затухание в осадках суммированием сигналов на выходе логарифмического приемника с добавочными напряжениями

вида $\lg R$ и $\int_0^R I dR$ соответственно, вырабатываемыми в уст-

ройстве. Здесь же осуществляется подразделение сигналов по величине на девять уровней, соответствующих интенсивностям дождя 0,5, 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 и 128 мм/час. Смена уровней производится при круговом сканировании в моменты совпадения электрической оси антенны с направлением на север. Ограниченные по заданному минимальному порогу видеосигналы поступают на накопительную трубку преобразователя. Усиление до насыщения, которому они при этом подвергаются, сглаживает флуктуационный характер сигналов. Считывание сигналов с графekonа-накопителя осуществляется с помощью генератора развертки телевизионного типа с регулируемой частотой развертки. Считанные видеосигналы могут быть переданы в центр использования информации по телевизионному или низкочастотному каналу связи. При этом в зависимости от пропускной способности канала связи может быть установлена различная скорость считывания. Кроме того, непосредственно в самой системе измерений установлено вычислительное устройство, предназначенное для цифровой обработки радиолокационной информации об осадках. Преобразование видеосигналов в двоичный код осуществляется с помощью селектирующей схемы, на которую поступают следующие с большой частотой счетные импульсы и видеосигналы графekonа. Проселектированные видеосигналом счетные импульсы поступают через стробирующую схему, управляемую горизонтальными и вертикальными синхрипульсами генератора развертки, на схемы обработки в двоичном коде, затем преобразуются в десятичный код и изображаются в виде накопленного слоя осадков с помощью трехзначных цифровых индикаторов. Обработка и регистрация данных производится отдельно по квадратным клеткам, получаемым в результате разбиения всей площади радиолокационного обзора в двух взаимно перпендикулярных направлениях на

10 равных отрезков. В соответствии с этим цифровое вычислительное устройство состоит из требуемого количества одинаковых ячеек. На каждую клетку изображения приходится 22 линии горизонтальной развертки. Число счетных импульсов, приходящееся на одну такую линию в пределах клетки, также равно 22. Следовательно, общее количество точек в каждой элементарной клетке, проверяемое на наличие или отсутствие отраженного сигнала заданной интенсивности, составляет 484. Отсюда видно, что разрешающая способность по площади при анализе осадков выбрана максимально возможной и близка к геометрическим размерам зондирующего импульса на значительных удалениях. Скорость вращения антенны радиолокатора составляет 10 об/мин. Переключение пороговых уровней осуществляется через каждые два оборота, так что вся последовательность анализа распределения осадков на девяти уровнях занимает около 108 сек. Описанное устройство близко к идеальной схеме обработки радиолокационных данных об осадках, однако сложность и высокая стоимость такой системы наряду с требованием высокой квалификации обслуживающего персонала ограничивают возможности ее использования в оперативных целях.

По заказу военно-воздушных сил США разработано [42] специальное счетно-решающее устройство для получения количественных данных об осадках. Это устройство квантует видеосигнал по интенсивности и разделяет радиолокационное изображение по дальности и азимуту на элементарные сегменты площадью 64 км². Отраженные сигналы для каждого такого элемента накапливаются в отдельных ячейках памяти. Предусмотрена передача данных по различным каналам связи.

В Советском Союзе УкрНИГМИ в сотрудничестве с Институтом кибернетики АН УССР разрабатывает систему, предназначенную для автоматического измерения осадков. Система состоит из метеорологического радиолокатора с логарифмическим приемником, блока преобразования координат и вычислительного устройства. В приемнике осуществляется коррекция на квадрат расстояния. Радиолокационные сигналы в полярных координатах записываются на накопительной трубке, при считывании с которой и осуществляется переход к декартовым координатам. Цифровое вычислительное устройство позволяет проводить полную обработку радиолокационных данных об осадках. К настоящему времени ряд отдельных элементов комплекса уже испытан, а в ближайшем будущем предполагается получение результатов испытаний всей системы в целом.

§ 2. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОСАДКОВ, ПРИМЕНЯВШИЕСЯ В РАБОТАХ ЦАО В 1964—1965 гг.

Для регистрации и обработки радиолокационной информации использовался метод изоэхо. Радиолокационные сигналы, скорректированные на квадрат расстояния и превысившие фиксированный уровень, ограничивались, изображались на индикаторе кругового обзора и фотографировались. В каждой серии фотографий регистрировались изображения площадей эхо-сигналов при ступенчатом уменьшении чувствительности до такой, при которой эхо-сигналы не обнаруживались. Дальнейшая обработка описана в главе IV. Полученная информация о площадях изоэхо представлялась в цифровом виде и обрабатывалась на ЭЦВМ по специальной программе.

1. Радиолокационная аппаратура

При наблюдениях 1964—1965 гг., проведенных в районе г. Валдая, использовалась радиолокационная станция типа АРС-3, снабженная необходимыми дополнительными и регистрирующими устройствами. Радиолокатор имел следующие параметры:

Длина рабочей волны передатчика	3,2 см
Мощность импульса	210—257 квт
Длительность импульса до 10 июля 1965 г.	0,3 мсек.
Длительность импульса после 10 июля 1965 г.	0,5 мсек.
Чувствительность приемника с учетом включения в схему видеосуилителя амплитудного селектора	$5 \cdot 10^{-13}$ вт
Ширина диаграммы направленности антенны по азимуту	$0,85^\circ$
Ширина диаграммы направленности по углу места	$0,95^\circ$
Время полного оборота антенны по азимуту	20 сек.

Диапазон затуханий аттенюатора, включенного между предварительным и основным усилителями промежуточной частоты, составлял 56 дб. Каждая ступень затухания аттенюатора равнялась 3,33 дб. На входе приемника радиолокатора включалась лампа бегущей волны. Это обеспечило некоторое улучшение чувствительности приемника радиолокатора, повысило устойчивость работы приемного тракта и позволило выполнить простую схему коррекции сигнала на квадрат расстояния.

Кроме обычных блоков, в состав радиолокатора были включены следующие дополнительные устройства: блок автоматизации наблюдений и регистрации данных, блок коррекции на квадрат расстояния, видеосуилитель с амплитудным селектором.

2. Блок автоматического управления радиолокационной станцией

Это устройство предназначено для автоматического управления радиолокатором при выполнении последовательности горизонтальных разрезов с различными затуханиями в приемном тракте и одновременной фоторегистрации результатов. Устройство позволяет осуществлять два вида разрезов: секторный и круговой.

В состав описываемой системы входят азимутальные антенные переключатели, блок командных устройств, аттенюатор, фоторегистратор и панель управления.

При работе устройства автоматически выполняются следующие операции.

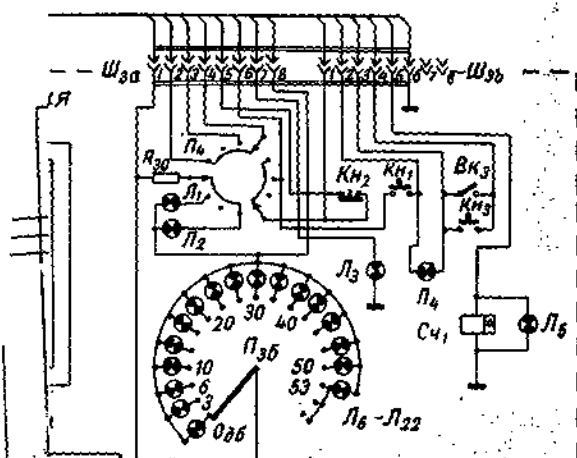
В режиме секторного обзора антенна станции совершает сканирующие движения в пределах рабочего сектора. Реверсирование азимутального двигателя на краях сектора обзора осуществляется плавно. В момент окончания очередного разреза аттенюатор в тракте приемника переключается на следующую ступень. Цена одной ступени аттенюатора 3,(3) дБ. Рабочий диапазон затуханий устанавливается оператором с помощью переключателя. Максимальное затухание составляет 56,(6) дБ.

При каждом разрезе фотографируется экран индикатора кругового обзора. Одновременно на тот же кадр фотографируются приборы, показывающие дату, время, номер кадра, затухание в приемном тракте и угол места антенны. Индикатор кругового обзора имеет электронную полярную координатную сетку (цена деления по дальности 10 км, а по азимуту 18°).

После окончания серии разрезов происходит съемка разделительного кадра, схема автоматического управления выключается, а ее элементы приходят в исходное положение.

В режиме кругового обзора антенна станции осуществляет непрерывное вращение по азимуту. Аттенюатор в приемном тракте переключается на очередную позицию после каждого оборота антенны в момент прохождения выбранного азимута. Одновременно с переключением аттенюатора заканчивается съемка предыдущего кадра и начинается экспозиция следующего. За время этих коммутаций антенна проходит сектор величиной 10°. Так как в этом секторе фотографирование индикатора кругового обзора не производится, то его следует совместить с каким-либо сектором укрытия обзора станции при рабочем угле места. В остальном при круговом обзоре работа происходит так же, как при секторном.

Полная схема автомата изображена на рис. 5. Там же приведены назначения основных элементов. Переход с сек-



0,2 сек. Реле P_5 , замыкая контакт в цепи обмотки шагового

... назначения основных элементов. Переход с сек-

торного обзора на круговой осуществляется переключателем $П_1$, который на схеме показан в положении «Круговой обзор».

Антенные путевые переключатели $ПП_1$ и $ПП_2$ (при круговом обзоре) или концевые переключатели $ЛКП$ и $ПКП$ (при секторном) с помощью схемы, собранной на реле P_1 — P_{12} , управляют работой азимутального двигателя $Дв_1$, шаговым искателем $ШИ_1$ и электромагнитами фотокамеры $ЭМ_1$ и $ЭМ_2$. Шаговый искатель в свою очередь переключает позиции аттенюатора и катоды газоразрядных ламп цифровой индикации величины затухания.

Упрощенная схема автомата в режиме секторного обзора показана на рис. 6.

Если антенна предварительно установлена в одно из крайних положений рабочего сектора, то нормально разомкнутый контакт левого ($ЛКП$) или правого ($ПКП$) концевого переключателя замкнут и цепь реле P_3 готова к работе, о чем сигнализирует лампочка $Л_4$.

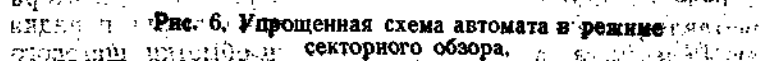
При нажатии кнопки $К_{н1}$ («Пуск») срабатывает реле P_3 , которое своими контактами осуществляет самоблокировку и подает питание на цепочки реле P_1 , P_2 , P_{12} , P_5 , P_6 , P_{11} . При этом срабатывает реле P_1 или P_2 в зависимости от того, в каком из крайних положений находится антенна в момент включения автоматической работы.

Так, если антенна находится в левом положении ($ЛКП$ нажат, $ПКП$ отжат), питание получает реле P_1 , которое, срабатывая, включает реле P_4 (управляющее съемкой), реле P_{11} (предотвращающее срабатывание реле P_2 после схода кулачка с $ЛКП$) и реверсивный двигатель $Дв_1$, который начинает вращать антенну вправо.

Когда антенна доходит до крайнего правого положения сектора обзора, антенный кулачок нажимает правый концевой переключатель $ПКП$ и реле P_1 обесточивается. При этом выключаются съемка и азимутальный двигатель и снимается питание с реле P_{11} . За счет энергии, запасенной конденсатором C_7 , якорь реле P_{11} остается притянутым в течение времени, необходимого для полной остановки двигателя.

После отпускания реле P_{11} получает питание реле P_2 (через нормально замкнутый контакт P_{11} и $ПКП$). При этом включаются съемка, вращение антенны влево и реле P_{12} , которое размыкает цепь обмотки реле P_1 . Таким образом, антенна совершает сканирование в секторе, определяемом расположением концевых переключателей, и при каждом разрезе фотографируется экран индикатора кругового обзора.

После окончания каждого очередного разреза через обмотку реле P_5 протекает импульс тока заряда конденсатора C_6 , заставляя якорь реле притягиваться на время порядка 0,2 сек. Реле P_5 , замыкая контакт в цепи обмотки шагового



искателя $ШИ_1$, переводит шаговый искатель в новое положение, осуществляя тем самым автоматическое переключение затухания аттенюатора после выполнения очередного разреза. Так происходит до тех пор, пока шаговый искатель не приходит в положение, совпадающее с положением переключателя $П_2$. При этом срабатывает реле P_1 , разрывая цепь реле P_3 . Тем самым снимается питание с реле, управляющих съемкой, двигателем и шаговым искателем, а также с реле P_6 . Реле P_6 своими нормально замкнутыми контактами включает цепь самохода шагового искателя, который приходит в исходное положение, а также разряжает конденсатор C_7 через обмотку реле P_{10} . Якорь реле P_{10} притягивается на время порядка 0,3 сек. При этом происходит съемка разделительного кадра. Из-за малого времени экспозиции изображение на кадре, разделяющем серии, практически отсутствует.

Упрощенная схема автомата в режиме кругового обзора приведена на рис. 7.

При круговом обзоре азимутальный двигатель вращает антенну по часовой стрелке со скоростью 3 об/мин. При каждом обороте антенный кулачок последовательно нажимает путевые переключатели $ПП_1$ и $ПП_2$, разнесенные на угол 10° .

Включение автоматического устройства осуществляется нажатием кнопки «Пуск» ($КН_1$). При этом срабатывает реле P_3 , которое своими нормально открытыми контактами блокирует кнопку «Пуск» и подает питание на участок схемы, управляющий съемкой и работой шагового искателя. При этом

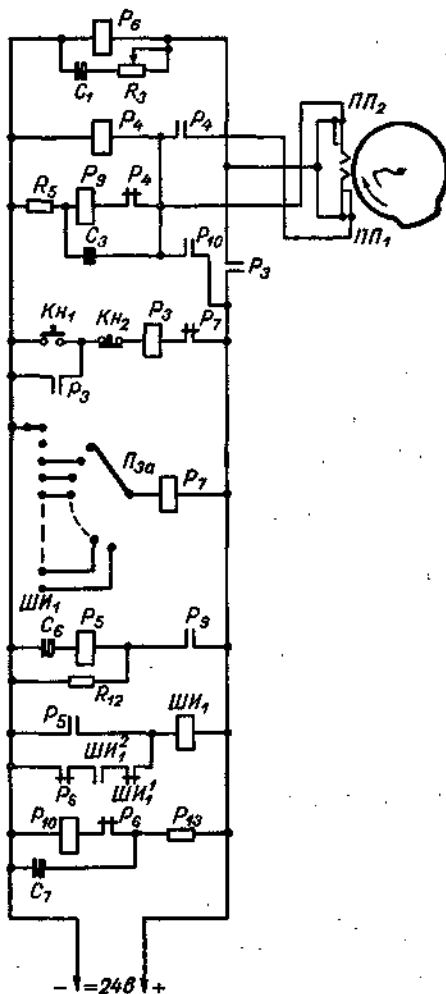


Рис. 7. Упрощенная схема автомата в режиме кругового обзора.

срабатывает реле P_6 , размыкая свои контакты в цепях реле P_{10} и самохода шагового искателя $ШИ_1$.

Когда антенный кулачок, вращаясь, нажимает путевой переключатель $ПП_2$, срабатывает реле P_4 . Нормально открытые контакты P_4 включают съемку и осуществляют самоблокировку питания, а нормально замкнутый контакт разрывает цепь питания реле P_9 и конденсатор C_3 начинает заряжаться через сопротивление R_5 . Сопротивление R_5 ограничивает ток через обмотку реле P_9 до величины, недостаточной для срабатывания.

В конце первого оборота антенный кулачок, нажимая путевой переключатель $ПП_1$, размыкает цепь питания реле P_4 . Съемка выключается, а конденсатор C_3 разряжается через обмотку реле P_9 . Срабатывая, реле P_9 включает реле P_5 , управляющее шаговым искателем. Шаговый искатель $ШИ_1$ переходит в новое положение, переключая позицию антенноу.

Затем кулачок нажимает путевой переключатель $ПП_2$ и все повторяется описанным выше образом до тех пор, пока шаговый искатель не приходит в положение, при котором реле P_7 получит питание через переключатель $П_3$.

При срабатывании реле P_7 разрывается цепь питания реле P_3 , снимается питание с путевых переключателей, управляющих работой схемы, и обесточивается обмотка реле P_6 . Реле P_6 за счет энергии, запасенной конденсатором C_1 , отпускает свой якорь с задержкой во времени. Один из нормально замкнутых контактов P_6 включает цепь самохода шагового искателя, который приходит в исходное положение. Второй нормально замкнутый контакт P_6 замыкает цепь разряда конденсатора C_7 через обмотку реле P_{10} . При этом происходит съемка разделительного кадра.

Помимо описанных выше функций, реле P_6 в обоих режимах осуществляет блокировку двигателя $Дв_1$ от встречного включения вручную.

Путевой переключатель $ПП_3$ вырабатывает азимутальные метки координатной сетки. Его управляющий кулачок имеет малый угловой размер и совершает 20 оборотов за один оборот антенны.

Клеммы $К_4$ служат для подключения реле времени, включающего автоматическую работу через определенные интервалы.

Автоматическая работа станции может происходить без фотографирования индикатора кругового обзора, для чего тумблер $Вк_1$ переводится в положение «Автоматическая съемка выключена».

Съемка вручную выполняется с помощью кнопки $Кн_3$ или выключателя $Вк_3$, которые соединены параллельно.

Кнопки и переключатели, которыми приходится чаще пользоваться, вынесены на панель управления. Там же находятся сигнальные лампочки, счетчик кадров и газоразрядные лампы цифровой индикации ИН-1, показывающие величину затухания, введенную в тракт приемника. Положения переключателей P_3 и P_4 подсвечиваются лампочками $L_6—L_{22}$ и L_1, L_2 .

Аттенюатор представляет собой набор Т-образных четырехполюсников, образованных сопротивлениями $R_{36}—R_{68}$, которые с помощью реле $P_{13}—P_{28}$ подключаются между входной ($Ш_{10}$) и выходной ($Ш_{11}$) фишками аттенюатора. Величина вносимого затухания зависит от числа последовательно включенных Т-образных элементов. В качестве параллельных элементов в каждом четырехполюснике используются мастичные переменные сопротивления, с помощью которых производится точная подстройка затухания.

Переключением позиций аттенюатора управляет контактное поле $Ш_{12}$ шагового искателя $ШИ_1$. При переходе шагового искателя из исходного в первое положение реле P_{13} получает питание и своими контактами включает первый Т-образный четырехполюсник (R_{36}, R_{37}, R_{38}), а также производит самоблокировку питания. При переключении искателя на каждый следующий шаг в схему аттенюатора добавляются новые элементы, а его затухание каждый раз увеличивается на 3, (3) дБ. Когда шаговый искатель снова приходит в исходное положение, питание со всех реле аттенюатора снимается вспомогательным контактом $ШИ_1^3$.

Помимо автоматического, предусмотрено ручное переключение позиций аттенюатора. Для этого переключатель P_2 переводится в положение «Ручное переключение аттенюатора», а переключение осуществляется кнопкой Kn_4 . При каждом нажатии кнопки аттенюатор переключается на одну ступень. Возврат аттенюатора в исходное положение (0 дБ) производится нажатием кнопки Kn_5 .

Начальное затухание аттенюатора составляет 2,3 дБ и обусловлено паразитными реактивностями монтажа и контактов реле. Те же реактивности являются причиной зависимости волнового сопротивления аттенюатора от частоты, однако в полосе рабочих частот (57—63 МГц) характеристическое сопротивление остается практически постоянным, близким к сопротивлению фидера.

Фоторегистратор выполнен в виде отдельного блока, в лицевую панель которого вмонтированы отметчик кругового обзора, счетчик кадров $Сч_2$, часы, указатель даты, точный угломестный сельсин-приемник и лампы цифровой индикации L_{30} и L_{31} , показывающие затухание в децибелах, введенное в приемный тракт.

Отметчик и другие приборы, установленные на панели регистратора, фотографируются кинокамерой КС-50, которая переделана для поккадровой съемки (вместо ручного стопорного устройства установлены электромагниты $\mathcal{E}M_1$ и $\mathcal{E}M_2$ — закрывающий обтюратор). Работой электромагнитов управляет реле P_4 . Обмотка счетчика кадров подключена параллельно электромагниту, открывающему обтюратор. Камера оборудована кассетой, вмещающей 300 м пленки, что позволяет сделать 15 000 снимков без перезарядки.

Съемка производится через светофильтр СС-4, прозрачный для синего свечения экрана и не пропускающий желтое послесвечение.

Часы, дата, счетчик кадров, шкала угломестного сельсина и азимутальная шкала отметчика подсвечиваются электролампочками L_{23} — L_{26} .

Питание всей схемы по постоянному току осуществляется от трех выпрямителей, выполненных на полупроводниковых диодах.

3. Блок коррекции сигналов радиоэхо на квадрат расстояния

Блок коррекции на квадрат расстояния предназначался для исключения влияния удаления на величину сигналов радиоэхо осадков с тем, чтобы при первичной обработке результатов исключить весьма трудоемкую операцию введения поправок на расстояние, которая, кроме того, привела бы к дополнительным ошибкам радиолокационного измерения. Расстояние коррекции было выбрано равным 80 км. Уровень сигналов радиоэхо от зон осадков, располагавшихся ближе 80 км, снижался на соответствующую величину.

Коррекция на квадрат расстояния осуществляется путем изменения усиления приемника РЛС во времени с частотой повторения, равной частоте посылок. В момент излучения зондирующего импульса приемник заперт, затем он открывается, а его усиление возрастает пропорционально квадрату времени (квадрату расстояния), достигая наибольшего значения на расстоянии 80 км.

Таким образом, величина сигнала на выходе приемника оказывается пропорциональной величине радиолокационной отражаемости объектов наблюдения, полностью заполняющих сечение луча, вне зависимости от удаления.

Временная регулировка усиления осуществляется подачей на управляющий электрод лампы бегущей волны (ЛБВ) напряжения соответствующей формы, рассчитанного по регулировочной характеристике ЛБВ.

Необходимая форма управляющего напряжения хорошо аппроксимируется суммой двух экспонент:

$$u(t) = u_1 e^{-\frac{t}{\tau_1}} + u_2 e^{-\frac{t}{\tau_2}}. \quad (2.1)$$

Начальные напряжения u_1 и u_2 и постоянные времени τ_1 и τ_2 вычисляются путем решения системы уравнений:

$$\left. \begin{aligned} u'_1 &= u_1 e^{-\frac{t_1}{\tau_1}} + u_2 e^{-\frac{t_1}{\tau_2}}, \\ u'_2 &= u_1 e^{-\frac{t_2}{\tau_1}} + u_2 e^{-\frac{t_2}{\tau_2}}, \\ u'_3 &= u_1 e^{-\frac{t_3}{\tau_1}} + u_2 e^{-\frac{t_3}{\tau_2}}, \\ u'_4 &= u_1 e^{-\frac{t_4}{\tau_1}} + u_2 e^{-\frac{t_4}{\tau_2}}, \end{aligned} \right\} \quad (2.2)$$

где (u'_1, t_1) , (u'_2, t_2) , (u'_3, t_3) , (u'_4, t_4) — координаты четырех точек, выбранных на теоретической кривой управляющего напряжения в пределах рабочего диапазона дальности.

Устройство работает следующим образом. Импульсы запуска поступают на вход ждущего блокинг-генератора, который генерирует одномикросекундные положительные импульсы, воздействующие на формирующее устройство. Формирующее устройство вырабатывает управляющее напряжение, которое инвертируется усилителем и через катодный повторитель поступает на срезающее и фиксирующее устройство. С выхода схемы управляющее напряжение подается на управляющий электрод ЛБВ.

Принципиальная схема корректора приведена на рис. 8. Ждущий блокинг-генератор собран на левом триоде L_1 . Для улучшения формы генерируемых импульсов выходная обмотка блокинг-трансформатора шунтирована диодом D_1 . Вырабатываемые этим генератором положительные импульсы заряжают конденсаторы C_4 и C_5 . Диод D_2 препятствует разряду конденсаторов через обмотку трансформатора. Разряд конденсаторов C_4 и C_5 происходит через сопротивления R_3 и R_4 соответственно. Так как RC -цепочки включены последовательно, то напряжение, приложенное к управляющей сетке усилителя, оказывается равным сумме двух экспонент с постоянными времени $\tau_1 = R_3 C_4$ и $\tau_2 = R_4 C_5$.

Величины C_4 , C_5 , R_3 и R_4 определяются по известным u_1 , u_2 , τ_1 и τ_2 из условий:

$$\frac{u_1}{u_2} = \frac{C_5}{C_4}; \quad C_4 R_3 = \tau_1; \quad C_5 R_4 = \tau_2. \quad (2.3)$$

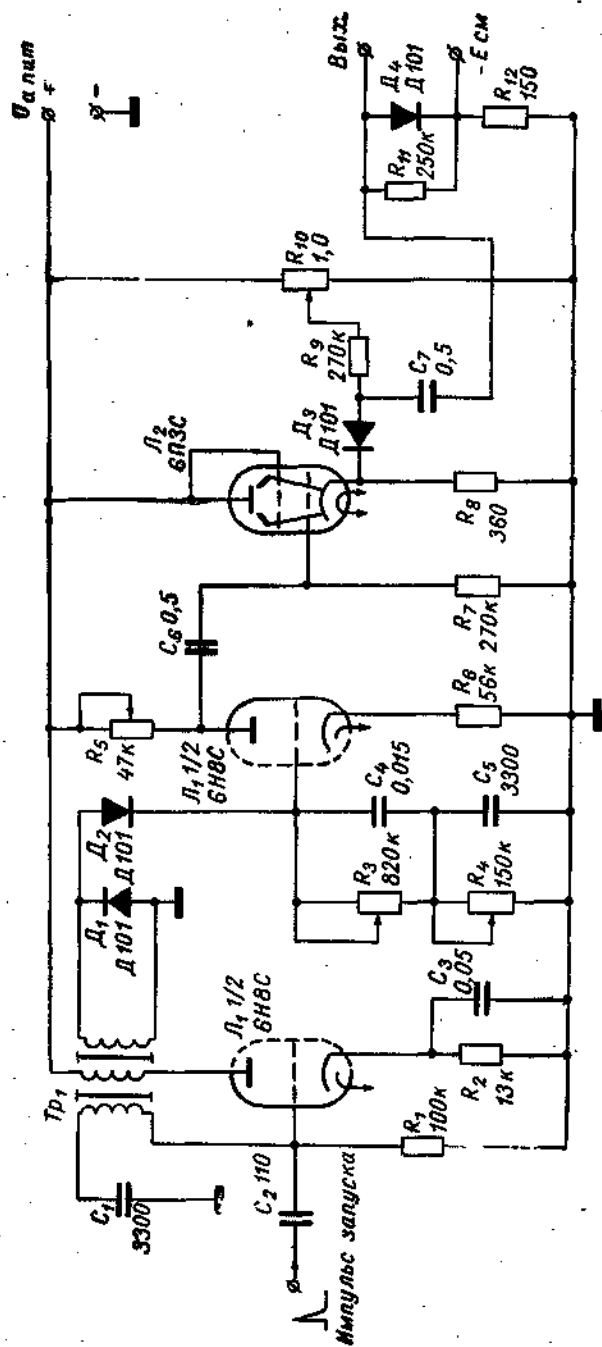


Рис. 8. Принципиальная схема блока коррекции на квадрат расстояния.

Напряжение, снимаемое с RC -цепочек, инвертируется усилителем (правый триод L_1). Усилитель для обеспечения хорошей линейности охвачен глубокой отрицательной обратной связью и имеет регулируемый коэффициент усиления за счет изменения анодной нагрузки. Для исключения влияния емкости кабеля, соединяющего схему с управляющим электродом ЛБВ, на форму управляющего напряжения на выходе схемы включен катодный повторитель (L_2). Сигнал, снимаемый с катодного повторителя, срезается сверху диодом D_3 . Уровень ограничения зависит от положения потенциометра R_{10} и определяет максимальную дальность, до которой осуществляется коррекция усиления. Диод D_4 восстанавливает однополярный характер управляющего напряжения и фиксирует его на уровне напряжения смещения управляющего электрода ЛБВ.

С выхода схемы напряжение подается на управляющий электрод лампы бегущей волны, изменяя ее усиление по соответствующему закону.

Экспериментальная проверка показала, что устройство обеспечивает автоматическую коррекцию усиления приемника радиолокатора на квадрат удаления с ошибкой, не превышающей 0,3 дБ в диапазоне дальностей 25—80 км; в диапазоне 10—80 км ошибка не превышает 0,6 дБ.

4. Видеоусилитель и амплитудный селектор

Видеоусилитель для станции АРС-3 разработан на базе видеоусилителя радиолокатора «Кобальт», в схему которого внесены изменения, обеспечивающие расширение частотной характеристики в области нижних частот, амплитудное селектирование видеосигнала и восстановление постоянной составляющей сигнала на управляющем электроде индикатора.

Схема усилителя показана на рис. 9 (жирными линиями изображены элементы, добавленные в схему).

Улучшение передачи низкочастотной составляющей видеосигнала достигается исключением из схемы дифференцирующей цепочки C_{450} (показана пунктиром) и увеличением емкости блокировочного конденсатора C_{414} в цепи экранной сетки лампы L_{401} до 20,0 мкф. Улучшена также развязка первого каскада по анодному питанию ($C_{432}=20,0$ мкф).

Амплитудное селектирование видеосигнала осуществляется амплитудным селектором, включенным между первым (L_{401}) и вторым (L_{402}) каскадами видеоусилителя. Амплитудный селектор выполнен на двойном триоде 6Н15П (L_1) по схеме двухлампового ограничителя с катодной связью. Как видно из схемы, видеосигнал отрицательной полярности поступает на сетку первого триода, работающего в режиме

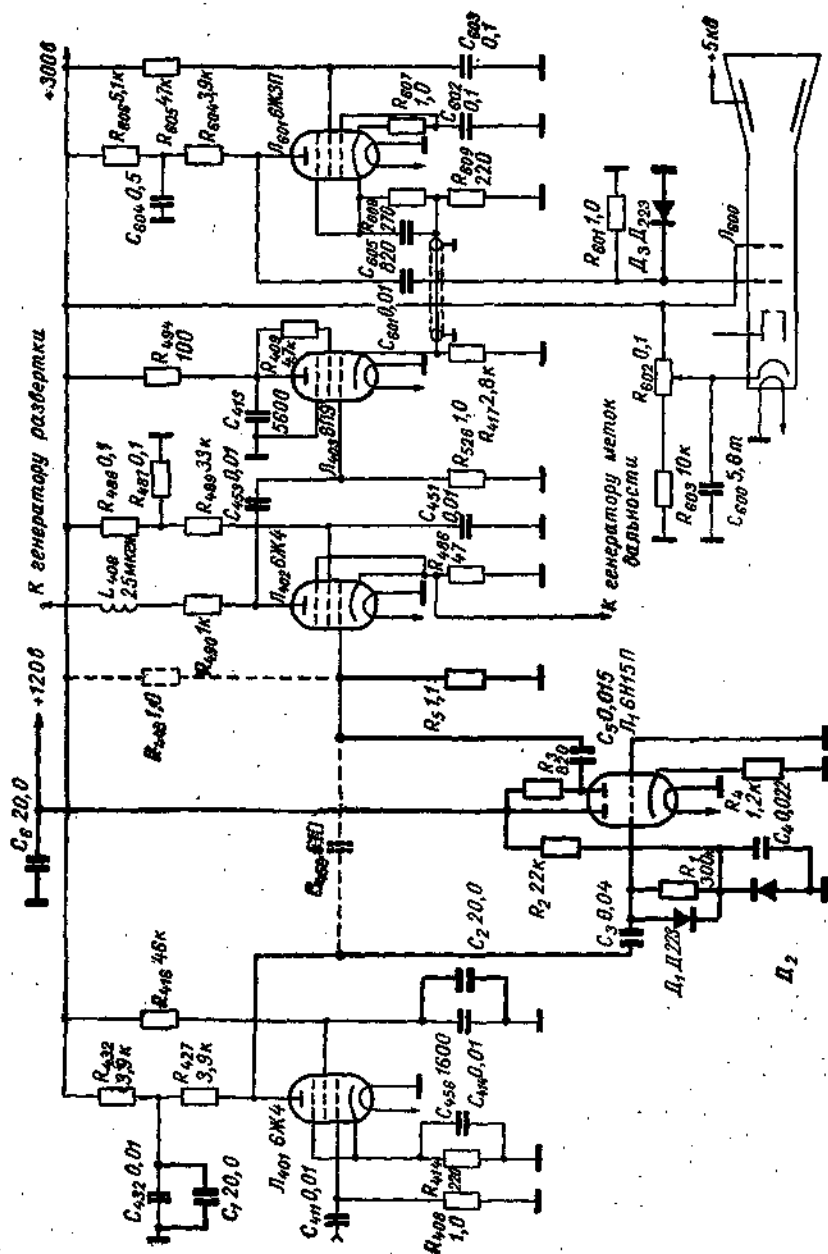


Рис. 9. Принципиальная схема видеоусилителя.

катодного повторителя. На вход второго триода, усилителя с заземленной сеткой, напряжение подается с общего катодного сопротивления. Диод D_1 восстанавливает однополярный характер напряжения видеосигнала и фиксирует его на уровне $+10$ в. Источником опорного напряжения является кремниевый стабилитрон D_2 .

Таким образом, при отсутствии видеосигнала к сетке первого триода приложено только напряжение смещения $+10$ в, которое через катодную

связь запирает второй триод. При повышении отрицательной амплитудой входного сигнала нижнего порога селектирования напряжение на катоде понижается настолько, что второй триод открывается и его ток i зависит от превышения входного сигнала над нижним порогом селектирования. При достижении входным видеосигналом величины верхнего порога селектирования первый триод закрывается и ток второго триода перестает зависеть от величины входного напряжения.

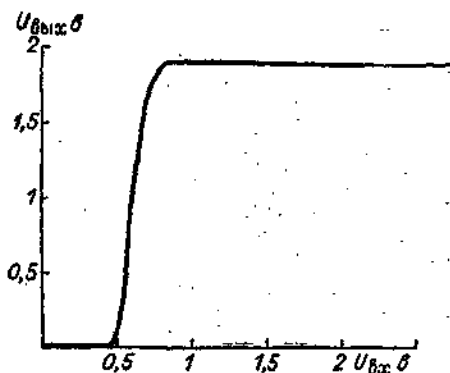


Рис. 10. Амплитудная характеристика видеоусилителя (без оконечного каскада).

Постоянная составляющая на управляющем электроде индикатора кругового обзора восстанавливается диодом D_3 .

На рис. 10 показана амплитудная характеристика усилителя.

§ 3. КАЛИБРОВКА РАДИОЛОКАТОРА

Для уменьшения аппаратных ошибок при измерении осадков необходим постоянный контроль потенциала радиолокатора. При проведении работ по измерению осадков осуществлялись регулярные измерения чувствительности приемника, частоты передатчика, спектра импульса магнетрона, импульсной мощности и характеристик схемы коррекции на квадрат расстояния. Постоянство чувствительности всего тракта в целом контролировалось по сигналу эталонной цели. Во время контрольных измерений потенциала радиолокатора антенна устанавливалась по азимуту и углу места эталонной цели до получения максимальной величины отраженного сигнала. После этого измерялась величина отраженного импульса на экране в миллиметрах при фиксированных установках всех регулировок индикатора типа А. В качестве эталонной

цели при относительной калибровке радиолокатора использовалась металлическая труба диаметром 0,7 м, расположенная на расстоянии 800 м от радиолокатора.

Если контроль постоянства потенциала радиолокатора может быть выполнен довольно легко путем регистрации эхосигналов от предмета с постоянным сечением обратного рассеяния, то абсолютная калибровка радиолокационной станции представляет значительные трудности. Проще всего производить такую калибровку с помощью генератора стандартных сигналов, однако точность подобных измерений составляет ± 3 дБ и, кроме того, при этом исключен контроль усиления антенны. Применение эталонных целей предпочтительнее, так как точность определения потенциала станции может быть значительно выше 3 дБ. Наилучшей эталонной целью является металлическая сфера, однако при наземной установке такой цели возникают трудности выбора местоположения вследствие небольшой величины эффективной отражающей площади. В настоящей работе абсолютная калибровка станции выполнена по сферам, выпускавшимся на шаре-зонде в свободный полет. Естественно, что такой способ калибровки занимает много времени и не может выполняться регулярно в процессе наблюдений.

При абсолютной калибровке радиолокатора по сфере удобно уравнение радиолокации множественной цели представить в виде

$$\delta = \frac{\pi^6}{16 \ln 2} \frac{\Pi \theta_0 \varphi_0 h \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 Z_e}{\lambda^2 R^2}. \quad (3.1)$$

Здесь δ — отношение мощности принятого сигнала $\bar{P}_r$ к минимально обнаружимому сигналу $\bar{P}_{r \min}$, Π — характеристика потенциала радиолокационной станции, определяемая соотношением

$$\Pi = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 \bar{P}_{r \min}}. \quad (3.2)$$

При калибровке станции по цели с известным сечением обратного рассеяния σ_0 , находящейся на удалении R_0 , потенциал Π выражается через отношение δ_0 принятой мощности $\bar{P}_{r0}$ к минимально обнаружимому сигналу как

$$\Pi = \frac{\delta_0 R_0^4}{\sigma_0}. \quad (3.3)$$

Из уравнения (3.1) следует, что, помимо определения Π , необходимо знать ширину диаграммы направленности антенны. Произведение $\theta_0 \varphi_0$ является, конечно, наиболее стабильным параметром радиолокационной станции. Однако оно

должно быть известно или определено с достаточной степенью точности. Не следует забывать только, что постоянный множитель в уравнении (3.1) получен в предположении гауссовой формы диаграммы направленности. Если реальная диаграмма не может быть аппроксимирована гауссовой кривой, произведение необходимо вычислять прямым интегрированием реальных диаграмм.

Для того чтобы не изменять постоянного множителя в (3.1), под θ_0 или φ_0 следует подразумевать ширину гауссовой диаграммы, площадь под которой равна площади, ограниченной реальной диаграммой направленности.

Для вычисления Z_e использовалось соотношение

$$Z_e = \frac{1,241 \cdot 10^{-2} \delta R^2 \lambda^4}{\Pi \theta_0 \varphi_0 h} \quad (3.4)$$

Так как радиолокационные данные регистрировались путем фотографирования изображений на индикаторе кругового обзора, то минимальный уровень сигналов, соответствующий значению $\delta=1$, был найден путем фотографирования сигналов вспомогательного генератора стандартных сигналов, который был откалиброван непосредственно перед фотографированием по сигналу эталонной цели.

Средняя квадратическая ошибка определения Z_e в силу независимости входящих в (3.4) переменных равна

$$\frac{V(\overline{Z_e^2})}{Z_e} = \left| \frac{(\overline{\Delta \Pi})^2}{\Pi^2} + \frac{(\overline{\Delta \theta_0})^2}{\theta_0^2} + \frac{(\overline{\Delta \varphi_0})^2}{\varphi_0^2} + \frac{(\overline{\Delta h})^2}{h^2} + 16 \frac{(\overline{\Delta \lambda})^2}{\lambda^2} + \right. \\ \left. + 4 \frac{(\overline{\Delta R})^2}{R^2} + \frac{(\overline{\Delta \delta})^2}{\delta^2} \right|^{1/2} \quad (3.5)$$

Ошибки определения параметров в (3.4) имели следующие значения:

$\frac{V(\overline{\Delta \theta})^2}{\theta}$	$\frac{V(\overline{\Delta \varphi})^2}{\varphi}$	$\frac{V(\overline{\Delta h})^2}{h}$	$\frac{V(\overline{\Delta \lambda})^2}{\lambda}$	$\frac{V(\overline{\Delta R})^2}{R}$	$\frac{V(\overline{\Delta \Pi})^2}{\Pi}$	$\frac{V(\overline{\Delta \delta})^2}{\delta}$
0,1	0,1	0,1	$5 \cdot 10^{-4}$	0,01	0,15	0,52

Большая величина ошибки измерения δ обусловлена тем, что она включает в себя погрешности аттенюатора генератора стандартных сигналов, использовавшегося при определении минимально обнаружимого сигнала. Собственно ошибка оценки $\bar{P}_{r \min}$ определялась по фотографиям сигналов измерительного генератора, обработанных различными обводчиками радиолокационных изображений осадков, и оказалась в пределах $\pm 0,5$ дБ (среднее квадратическое значение).

В итоге относительная ошибка абсолютных измерений Z_e составляет 0,55, или около ± 2 дБ, относительно истинного

значения. $Z_{e \min}$, соответствующее минимально обнаружимому сигналу, для $\theta_0=0,95^\circ$, $\varphi_0=0,85^\circ$, $h=150$ м, $\lambda=3,20$ см, $R_0=80$ км (расстояние, к которому приводились все значения сигналов при работе схемы коррекции на квадрат расстояния) и $\Pi=0,77 \cdot 10^{24}$ см² оказалось равным $29,4$ мм⁶/м³. Теперь несложно определить и аппаратурные константы C и C_1 в выражениях

$$\bar{P}_r = \frac{C}{R^2} Z_e, \quad \bar{P}_r^* = C_1 Z_e, \quad (3.6)$$

где $\bar{P}_r^*$ — мощность отраженных сигналов, скорректированных на квадрат расстояния, т. е. приведенных к расстоянию R_0 .

Найдем константы C и C_1 , если Z_e выражено в мм⁶/м³, а R — в км. Принимая $\bar{P}_{r \min} = \bar{P}_{r0} = 5 \cdot 10^{-13}$ вт, находим, что $C = 1,09 \cdot 10^{-10}$, $C_1 = 1,7 \cdot 10^{-14}$. Знание аппаратурной константы необходимо для установления параметров $Z-I$ -соотношения по сравнительным измерениям количества осадков радиолокационным и наземным методами.

Глава IV

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

§ 1. ОРГАНИЗАЦИЯ СРАВНИТЕЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Очевидно, что для получения сведений о точности радиолокационного метода измерения осадков необходимо иметь возможность сравнивать данные о количествах осадков, измеренных этим методом, с данными измерений количеств осадков каким-либо другим методом, который может быть принят за эталонный.

В настоящее время существует только один достаточно изученный и разработанный метод измерения количества осадков — метод осадкомеров или пювниографов. Ошибки этого метода — за счет смачивания, испарения, влияния ветра и др. — хотя и довольно велики, но поддаются достаточно точному учету, во всяком случае, для жидких осадков. Известно, однако, что точность данного метода при измерении количества осадков по площади весьма существенно зависит от плотности осадкомерной сети — точность повышается увеличением плотности сети. Поэтому, создав наземную осадкомерную сеть с максимально возможной плотностью и обеспечив при этом достаточную оперативность сбора данных, можно достичь высокой точности измерения осадков.

В 1964 г. в районе г. Валдая, на базе Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории ГГИ, в зоне обзора радиолокатора АРС-3, установленного на юго-восточной окраине Валдая, были оборудованы два контрольных полигона площадью 100 км^2 каждый. Полигоны представляли собой квадраты размером $10 \times 10 \text{ км}$, на которых были равномерно размещены 100 осадкомеров Третьякова и 25 пювниографов. Таким образом, на каждый осадкомер приходилась площадь 1 км^2 и на каждый пювниограф — 4 км^2 . С целью определения зависимости результатов радиолокационных измерений количества осадков от расстояния между зоной осадков и РЛС полигоны были расположены примерно на одном

азимуте, но на различных расстояниях от радиолокатора. Центр первого из них отстоял на расстоянии 52 км от РЛС, второго — на расстоянии 75 км.

Поскольку результаты наблюдений 1964 г. выявили наличие такой зависимости, для уточнения ее характера и получения количественных данных в 1965 г. был оборудован дополнительный аналогичный полигон с центром на расстоянии 32 км от радиолокатора. Кроме того, для решения вопроса, зависит ли точность радиолокационных измерений количества осадков от величины площади измерений, полигон на расстоянии 52 км был расширен до 400 км² при сохранении прежней плотности сети. Этот новый полигон фактически состоял из четырех стокилометровых полигонов: 2, 3, 4 и 5¹, а его центр находился на расстоянии 49 км от радиолокатора.

Точность измерений количества осадков с помощью организованной контрольной плювиографической сети была достаточно высокой. Так, по данным В. С. Голубева, ошибка 75%-ной обеспеченности измерений суточных сумм осадков на площади 100 км² при плотности сети один прибор на 4 км² равна 7%, а на площади 400 км² при той же плотности она составляет всего 3%. Правда, для отдельных дождей продолжительностью несколько часов эти ошибки будут несколько большими, однако это увеличение не может быть значительным. Таким образом, данные наземной сети с достаточным основанием могли приниматься в качестве эталонных при сравнении с результатами радиолокационных измерений.

Наконец, для сравнения точности измерений обоими методами на площадях, сравнимых по размерам с площадью обзора локатора, в 1965 г. был организован полигон 7 размером 10 000 км². Это соответствовало примерно половине площади радиолокационного обзора. Плотность сети на этом полигоне составляла один прибор на 100 км², т. е. на окружности радиусом 80 км² были равномерно размещены 100 осадкомеров. Согласно В. С. Голубеву, ошибка 75%-ной обеспеченности измерений суточных сумм осадков на такой сети составляет 7%. Схема расположения контрольных полигонов приведена на рис. 11.

Для анализа удалось использовать не всю эту площадь. Из нее пришлось исключить центральную часть (радиусом 30 км), так как в этой области данные радиолокационных измерений существенно искажались помехами от местных предметов. Однако и оставшаяся для анализа территория была достаточно велика и равнялась 8600 км².

¹ Полигон 2 1965 г. примерно соответствовал полигону 1 1964 г., а полигон 6 1965 г. — полигону 2 1964 г.

Насколько нам известно, плювиометрические кусты столь высокой плотности и на столь больших площадях еще никогда не создавались для подобных работ ни в Советском Союзе, ни за рубежом. Таким образом, собранные материалы наблюдений в этом отношении значительно лучше аналогичных данных, полученных до сих пор.

Естественно, что точность сравнения радиолокационных и осадкомерных измерений количеств осадков зависит также от степени синхронности этих измерений и точности совпадения измерительных площадей на местности.

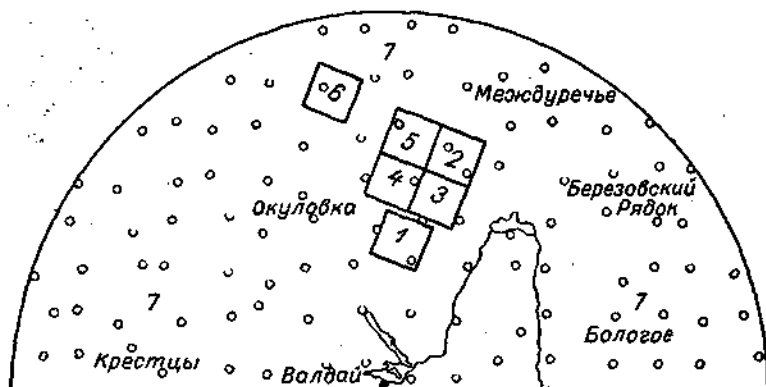


Рис. 11. Схема осадкомерных полигонов.

Синхронизация моментов измерений достигалась ежедневной установкой часов радиолокатора и наблюдателей полигонов по сигналам точного времени. Совпадение измерительных площадей обеспечивалось строгой установкой нулевого азимута локатора по меридиану и привязкой угловых точек полигона по существующей триангуляционной сети. Дополнительно (в целях контроля) в 1964 г. был проведен облет полигонов на вертолете с засечкой координат вертолета по радиолокатору в момент зависания его над угловыми и центральной точками полигонов. Облет показал удовлетворительное совпадение полученных координат с соответствующими координатами, снятыми с карты.

Плювиографические и радиолокационные измерения проводились непрерывно в течение всего сезона. Обход плювиографов и смена лент осуществлялись ежедневно с 8 до 12 час. Показания осадкомеров на полигоне 10 000 км² снимались дважды в сутки — в 8 и 20 час. На радиолокаторе было установлено круглосуточное дежурство. Плювиографические измерения, приходящиеся на те участки времени, когда радиолокационные измерения отсутствовали (это проис-

ходило иногда в связи с выключением подачи электроэнергии или из-за технических неисправностей станции), исключались из последующего сравнения.

§ 2. ВЫБОР РАБОЧЕЙ ФОРМУЛЫ

Применяемый радиолокатор позволял периодически получать на экране кругового обзора контуры эхо-сигнала равной интенсивности, т. е. контуры равных $\bar{P}_r$. Если нами выбран вид зависимости $\varphi(\bar{P}_r)$, то, исходя из формулы (глава II, формула (4.1)), можно определить некоторую условную интенсивность осадков $I_{\text{усл}} = \varphi(\bar{P}_r)$. Зная с достаточной подробностью и частотой расположение изолиний $I_{\text{усл}}$ на площади контрольного полигона, можно за любой промежуток времени Δt найти и условный слой осадков $H_{\text{усл}}$ на этом полигоне:

$$H_{\text{усл}} = \int_0^{\Delta t} I_{\text{усл}}(t) dt. \quad (2.1)$$

Сравнивая полученный результат со слоем воды на контрольном полигоне, определенным по плевниографическим данным, можно найти коэффициент согласования K , позволяющий перейти от условного слоя осадков $H_{\text{усл}}$ к плевниографическому $H_{\text{пл}}$, принимаемому за истинный. Вопрос о том, как определять качество и надежность радиолокационных наблюдений, мы обсудим ниже, здесь же рассмотрим вопрос о выборе рабочей формулы, необходимой для расчета условных слоев осадков.

В ряде исследований радиолокационных методов измерения осадков проведены параллельные измерения количества осадков по наземным приборам и по радиолокационным наблюдениям. Краткий обзор этих работ, проведенный в главе I, показывает, что величины Z и I можно связать соотношением вида

$$Z = A I^b. \quad (2.2)$$

Таблица 1 показывает, что параметры такой связи, полученные разными авторами или даже одним и теми же авторами, но в разное время и в разных местах, могут заметно отличаться друг от друга.

Формула типа (2.2) имеет традиционный вид, достаточно проста и удобна и эмпирически оправдана. Поскольку $\bar{P}_r \sim Z$, разумно принять степенную зависимость между $\bar{P}_r$ и I в качестве рабочей формулы, т. е. положить $\varphi(\bar{P}_r) = \bar{P}_r^{1/b}$.

Такое решение, безусловно, не является единственно возможным. Например, исходя из того, что радиолокатор нередко видит облака, осадки из которых не достигают земли, можно было бы предложить формулу вида

$$I_{\text{усл}} = \bar{P}_r^{*1/b} - I_0,$$

где I_0 — некоторая постоянная.

Не исключено, что такое уточнение формулы связи может заметно улучшить результаты сравнения при малых интенсивностях осадков, когда ошибки особенно велики. Однако в дальнейшем (глава V) будет показано, что доля дождей слабой интенсивности в общем слое осадков как по нашим наблюдениям, так и по известным статистическим данным была не очень велика и усложнение рабочей формулы практически вряд ли было бы оправдано. Возможно, для некоторых районов такое обобщение окажется полезным. Итак, мы приняли:

$$I_{\text{усл}} = \varphi(\bar{P}_r^*) = \bar{P}_r^{*1/b} \quad (2.3)$$

При обработке экспериментальных данных мощность принятого сигнала радиоэхо удобнее всего выражать в долях минимально обнаружимого сигнала $\bar{P}_{r0}^*$. Таким образом,

$$I_{\text{усл}} = \bar{P}_{r0}^{*1/b} \left(\frac{\bar{P}_r^*}{\bar{P}_{r0}^*} \right)^{1/b} = \bar{P}_{r0}^{*1/b} \cdot 10^{\frac{0,1B}{b}}, \quad (2.4)$$

где B — превышение сигнала над минимальным (дБ).

Для того чтобы привести условные единицы, в которых измеряется $I_{\text{усл}}$, к обычным единицам измерения интенсивности осадков (мм/мин. или мм/час), надо умножить $I_{\text{усл}}$ на соответствующий коэффициент согласования K или $60K$. Полученное значение мы будем обозначать $I_{\text{рл}}$, чтобы подчеркнуть, что соответствующая величина определена радиолокационным способом. Итак,

$$I_{\text{рл}} = 60K \bar{P}_{r0}^{*1/b} \cdot 10^{\frac{0,1B}{b}}. \quad (2.5)$$

Отметим, что в этой формуле коэффициент согласования K может зависеть, вообще говоря, от расстояния до осадков R .

В литературе часто оперируют соотношением

$$Z = A I_{\text{рл}}^b. \quad (2.6)$$

Интересно поэтому найти связь между коэффициентами A и K , если известна зависимость $\bar{P}_r^*$ от Z . В случае когда

$$\bar{P}_r^* = C_1 F(R) Z, \quad (2.7)$$

из (2.5) и (2.6) находим

$$A = \frac{1}{C_1 F(R) (60K)^b} = \frac{1}{C_1 (60K_1)^b} \quad (2.8)$$

где

$$K_1^b = K^b F(R) \quad (2.9)$$

— константа, по физическому смыслу и по существу определения множителя $F(R)$ не зависящая от расстояния R , ибо коэффициент A связан только с микроструктурой осадков и не должен зависеть от расстояния R .

§ 3. ПЕРВИЧНАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Материалы радиолокационных наблюдений представляли собой серии последовательных кинокадров съемки экрана радиолокатора с изображениями координатной сетки и очагов осадков. Пример такой серии представлен на рис. 12. Первичная обработка материалов наблюдений заключалась в измерении площадей очагов осадков при различных степенях введенного затухания B , т. е. площадей, границы которых представляли собой линии равной радиолокационной отражаемости (контуры изозхо).

Для этого кадры киноплёнки проектировались на специальный бланк (рис. 13 и 14) с увеличением примерно в 40 раз. На бланки заранее были нанесены координатная сетка в районе наблюдений и границы полигонов¹. Путем совмещения координатных сеток изображения фотоснимка экрана локатора и бланка обеспечивалась точная привязка изображения очагов осадков к полигонам. Изображения очагов осадков на бланке обводились вручную карандашом, после чего площадь зарисованных очагов измерялась с помощью планиметра. Результаты измерений записывались в специальные таблицы (стр. 81).

Как уже было сказано в предыдущей главе, серии снимков экрана при различных значениях затухания B производились через каждые 3 мин. при наблюдениях на полигонах 1, 2, 6 и 2—5 и через каждые 5 мин. при наблюдениях на полигоне 7. Фактически каждая серия съемок при различных B продолжалась 1—1,5 мин. в зависимости от количества ступеней затухания. Однако для удобства обработки они относились к одному моменту времени.

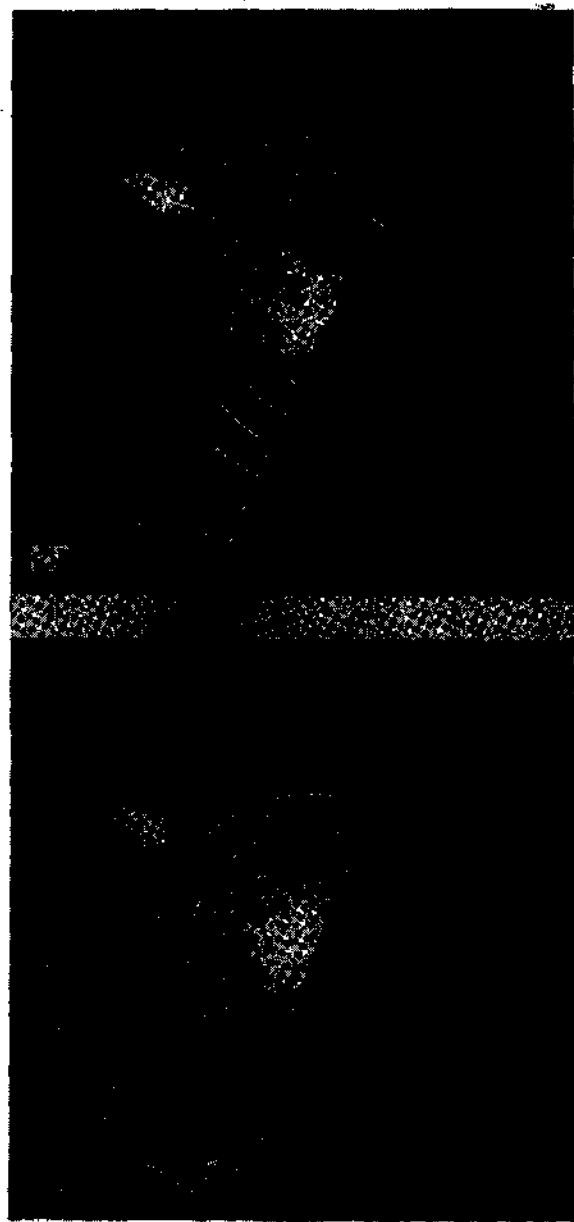
¹ Применялись два типа бланков: первый для обработки наблюдений на полигонах 1—6 и второй — на полигоне 7.

Таблица, по которой данные набивались на перфоленду
вычислительной машины

Дата: 3 сентября
Полигон: 78
 $S_{\max} = 156,8$

Номер серии	Время t час. мин.	Номер кадра	B лб.	S_{B1}				$S_{B1} - S_{B1+1}$	№ п/п
	08 40		0				6	4	1
			3				4	2	2
			6					6	3
			10				×	4	4
	08 45		0				3	6	5
			3				1	7	6
			6					6	7
			10					1	8
			13				×	1	9
	08 50		0				2	4	10
			3				1	1	1
			6					3	2
			10				×	1	3
	08 55		0				1	7	4
			3					5	5
			6					2	6
			10				×	1	7
	09 00		0				2	0	8
			3					5	9
			6				×	2	20
	09 05		0					6	1
			3				×	2	2
	09 10		0					3	3
			3				×	2	4
	09 15		0				×	2	5
	09 20		0					1	6
			3				×	1	7
	09 25		0					8	8
			3					5	9
			6					2	30

Применявшаяся методика обработки, включавшая в себя несколько ручных операций, не свободна от субъективных ошибок. Они складываются из ошибок при обведении очертаний изображения очагов осадков на бланке и ошибок планиметрирования, причем первые значительно более существенны, нежели вторые. Субъективные ошибки подобного рода относительно невелики, если речь идет о больших очагах, занимающих большую часть полигона, и могут заметно возрасти с уменьшением площади очагов. Поскольку с ростом B площадь изображения очага на снимке уменьшается, то соответствующие ошибки возрастают. Естественно, относительная ошибка на последней ступени затухания, т. е.



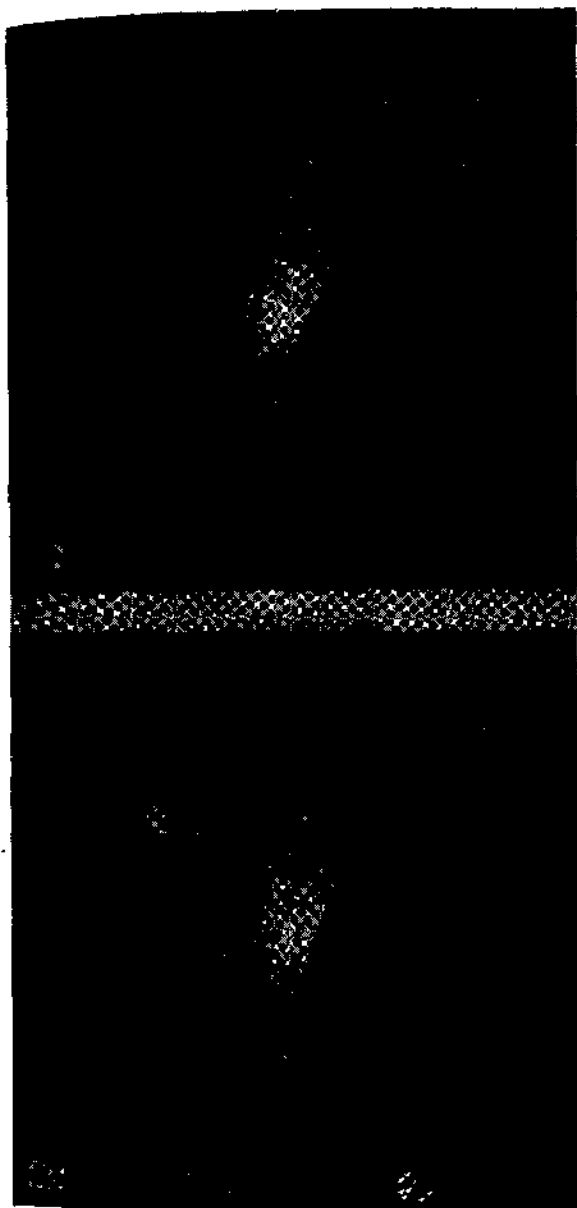
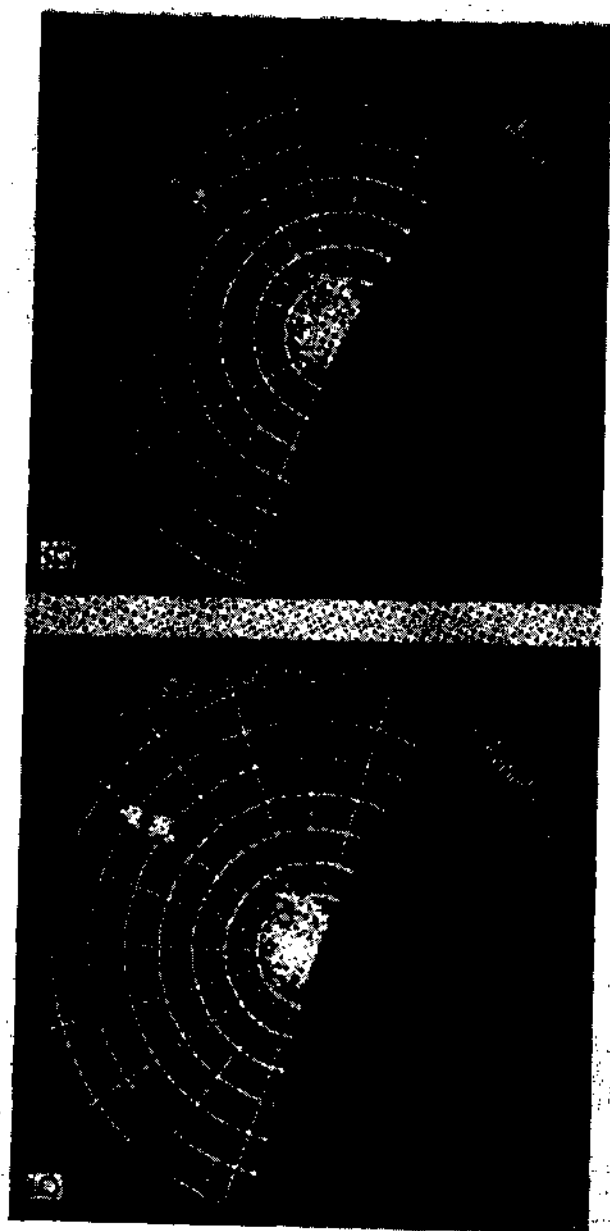


Рис. 12. Серия кадров с изображением очага осадков, снятых при различной величине затухания аттенуатора B .

Изменение затухания от кадра к кадру $\Delta B \approx 3.3$ дб.



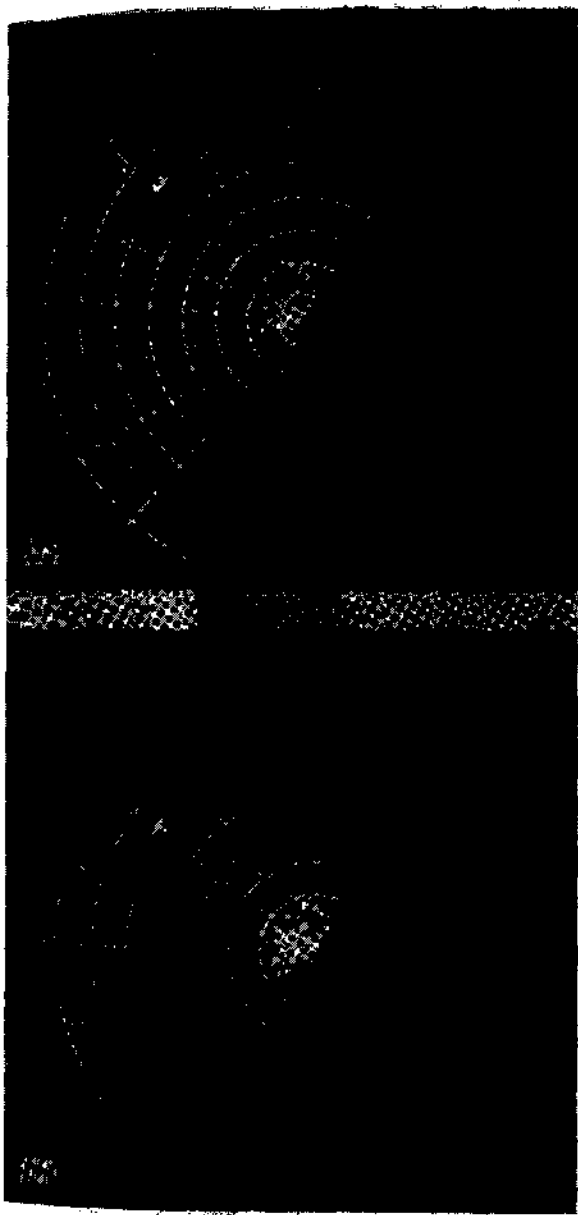


Рис. 12. Серия кадров с изображением очага осадков, снятых при различной величине затухания аттенуатора B .

Изменение затухания от кадра к кадру $\Delta B \approx 3,3$ дб.

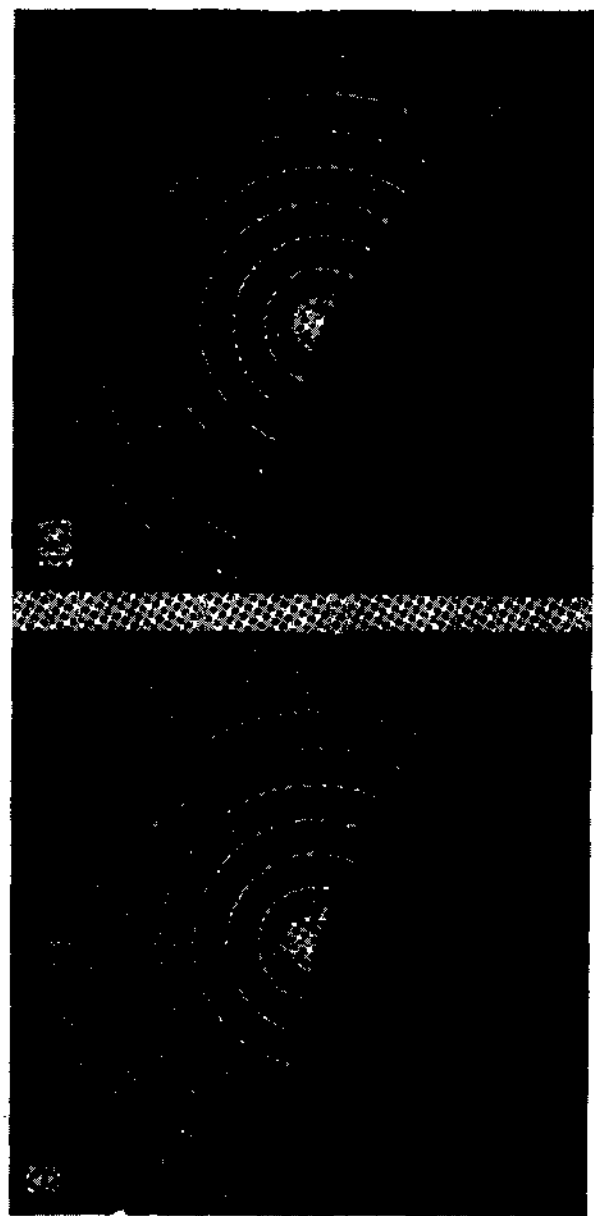


Рис. 12. Серия кадров с изображением очага осадков, снятых при различной величине затухания аттенюатора B .

Изменение затухания от кадра к кадру $\Delta B \approx 3,8$ дБ.

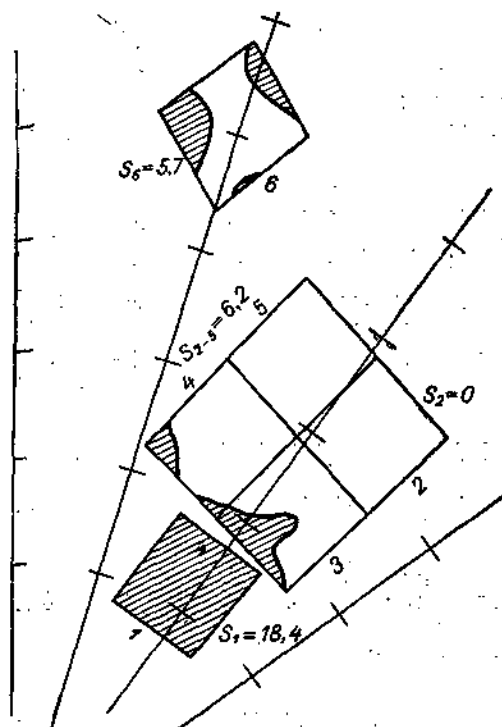


Рис. 13. Бланк 1.

Очаги осадков для наглядности заштрихованы. 12 сентября 1965 г., 12 час. 35 мин., кадр 2545, $B=0$, $S_{n1}=18.4$, $S_{n2}=19.3$,
 $S_{n3}=20.8$, $S_{n2-5}=17.3$.

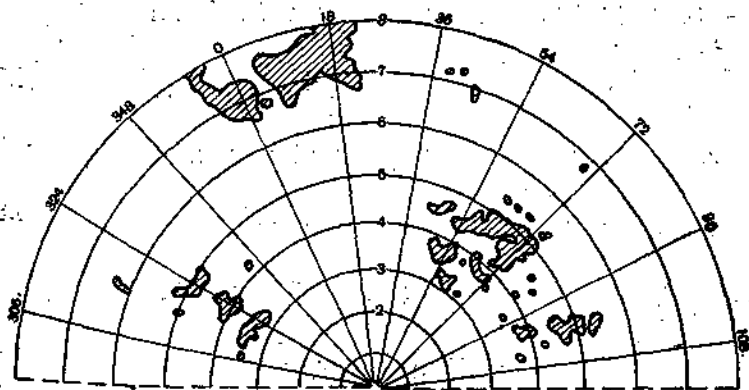


Рис. 14. Бланк 2.

Цифры у кольцевых линий указывают удаление от радиолокатора в десятках километров. $S_{2.1}$, $S_{2.2}$ и т. д. — площади кольцевых зон на бланке (см^2). S_1 , S_2 и т. д. — площади очагов осадков в этих зонах (см^2).
 3 сентября 1965 г., 20 час. 00 мин., кадр 3591, $S_{2.1}=11.1$, $S_{2.2}=42.5$, $S_{2.3}=81.5$,
 $S_{2.4}=122.3$, $S_{2.5}=156.8$, $S_{2.6}=212.8$, $S_{2.7}=266.9$, $S_{2.8}=322.8$, $S_{\text{полн}}=66.0$,
 $S_{2.полн}=1236.2$, $S_1=7.8$, $S_2=15.8$, $S_3=3.9$, $S_4=8.4$, $S_5=30.1$.

ошибка определения площади наиболее интенсивного ядра осадков, будет максимальной.

Для определения величины вышеуказанной субъективной ошибки была проведена различными лицами четырехкратная независимая обработка данных о четырех дождях на четырех полигонах (1, 2, 6 и 2—5). Среднее квадратическое отклонение рассчитанного слоя осадков от среднего четырех независимых результатов составило 16%, а максимальное отклонение из 60 случаев было равно 44%.

Примененная методика первичной обработки данных оказалась весьма трудоемкой и могла быть оправдана только весьма сжатыми сроками, установленными для проведения работы, исключавшими возможность создания специальной аппаратуры.

§ 4. РАСЧЕТ СЛОЯ ОСАДКОВ В УСЛОВНЫХ ЕДИНИЦАХ

Условная интенсивность осадков, соответствующая зату- ханию B_i , равна, согласно (2.5),

$$I_{усл}^i = \bar{P}_{г0}^{0.1B_i} \cdot 10^{\frac{0.1B_i}{b}}, \quad (4.1)$$

где величина b считается заданной.

Для удобства последующей обработки время выпадения осадков разбивалось на равные интервалы продолжительностью $\Delta t = 15$ мин. Условное количество осадков, «выпавших» за v -тую пятнадцатиминутку с i -той интенсивностью, равно

$$Q_{iv} = \frac{\Delta t}{6} \bar{I}_{усл}^i (a_{i1v} + 2a_{i2v} + 2a_{i3v} + a_{i4v}), \quad (4.2)$$

если измерения проводились каждые 5 мин., и

$$Q_{iv} = \frac{\Delta t}{10} \bar{I}_{усл}^i (a_{i1v} + 2a_{i2v} + \dots + a_{i6v}), \quad (4.3)$$

если измерения проводились каждые 3 мин. Здесь

$$\bar{I}_{усл}^i = \frac{1}{2} (I_{усл}^i + I_{усл}^{i+1}), \quad (4.4)$$

$$a_{ijv} = S_{ijv} - S_{i+1,jv}, \quad (4.5)$$

j — номер пяти- или трехминутной серии кадров в данном пятнадцатиминутном интервале, S_{ijv} — площадь изображения осадков (в произвольных единицах) в j -той серии, интенсивность которых была больше или равна $I_{усл}^i$.

Формулы (4.2) и (4.3) означают приближенное интегрирование по методу трапеций.

Условное количество осадков, выпавших за v -тый пятнадцатиминутный интервал, равно

$$Q_v = \sum_i Q_{iv}, \quad (4.6)$$

а условный слой осадков

$$H_{усл} = \frac{1}{S} \sum_v Q_v, \quad (4.7)$$

где S — площадь полигона в тех же единицах, что и S_{ijv} .

Доля осадков i -той интенсивности в общем слое осадков за дождь равна, очевидно,

$$\delta_i = \frac{\sum_v Q_{iv}}{\sum_v Q_v}. \quad (4.8)$$

Вычисления условных слоев осадков проводились на электронной вычислительной машине. При этом рассчитывались и выводились на печать условные слои осадков за каждые 15 мин. дождя и за весь дождь, а также распределение общего слоя воды за дождь по вкладу в него различной интенсивности, т. е. значения δ_i .

Если в продолжение некоторой части дождя радиолокационные наблюдения не проводились по тем или иным причинам, соответствующий интервал исключался из времени сопоставления радиолокационных и плевнометрических данных.

При вычислениях задавались следующие значения коэффициента b : 1; 1,3; 1,5; 1,8; 2,1; 2,5.

§ 5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА СОГЛАСОВАНИЯ И МЕТОДИКА РАСЧЕТА ОШИБОК РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Радиолокатор как прибор для измерения количества осадков является относительным прибором. Следовательно, он, как и всякий относительный прибор, нуждается в тарировке для перехода к измерениям в абсолютных величинах. Тарировка радиолокатора заключается в нахождении коэффициентов перехода от условных радиолокационных слоев осадков к величинам слоев осадков в обычных единицах (мм). В некоторых работах эти коэффициенты перехода называют коэффициентами согласования.

В зависимости от поставленной задачи тарировку радиолокатора можно проводить различным образом. Например,

можно исходить из условия, чтобы радиолокатор обеспечивал наиболее точное измерение осадков при катастрофически сильных ливнях; можно исходить из условия минимума ошибки измерения слоя осадков за сезон либо минимума средней квадратической абсолютной или относительной ошибки слоев осадков за дождь (или за сутки, декаду, месяц) и т. д. При выборе способа определения коэффициента согласования приходится учитывать также практическое удобство этого способа.

Кажется естественным пытаться определить K из условия

$$K = \frac{H_{\text{пл}}}{H_{\text{усл}}}, \quad (5.1)$$

где $H_{\text{пл}}$ и $H_{\text{усл}}$ относятся к некоторому дождю на контрольном полигоне. Однако опыт показывает, что найденные таким образом значения K сильно меняются от дождя к дождю.

Представим себе, что мы построили график, на котором по оси абсцисс отложены $\lg H_{\text{усл}}$, а по оси ординат — $\lg H_{\text{пл}}$ для каждого дождя. Если бы все радиолокационные и pluвиографические измерения давали пропорциональные результаты, то все точки располагались бы на прямой, наклоненной к координатным осям под углом 45° . Однако фактически точки, а следовательно, и определенные указанным образом коэффициенты согласования сильно разбросаны (см. рис. 18), поэтому такой способ определения коэффициента согласования следует признать непригодным.

На первый взгляд разумным кажется требование наличия наименьшего среднего квадратического отклонения точек от вышеуказанной прямой в логарифмическом (относительная ошибка) либо в обычном (абсолютная ошибка) масштабе. Однако желательно избрать такой метод определения K , который будет пригоден для любого радиолокатора в любой местности. Между тем тарировка по минимуму средней квадратической ошибки возможна только там, где есть полигон с густой pluвиографической сетью, обеспечивающей получение надежных сведений о величине средних по полигону слоев осадков за дождь в течение длительного периода времени (не менее месяца). Далее, поскольку K , как показали наши измерения, зависит от расстояния от локатора до очага осадков, причем вид этой зависимости может быть различным для различных локаторов и местностей, требуется иметь несколько полигонов на различных расстояниях от локатора. В связи с этим метод тарировки по минимуму средней квадратической ошибки практически неосуществим.

Исходя из указанных соображений, нами принят метод определения коэффициента согласования K из условия ра-

венства радиолокационного и плевометрического слоев осадков за весь сезон:

$$K = \frac{\sum H_{пл}^i(R)}{\sum H_{усл}^i(R)}, \quad (5.2)$$

где R — расстояние от локатора до полигона. Таким образом, формула (5.2) предполагает, что коэффициент согласования может зависеть от расстояния R . Суммирование относится ко всем дождям, для которых проводились параллельные наблюдения.

Слой осадков за данный дождь, измеренный радиолокатором, равен

$$H_{рл}^i = K H_{усл}^i. \quad (5.3)$$

Абсолютная ошибка радиолокационного измерения равна

$$\Delta H^i = H_{рл}^i - H_{пл}^i, \quad (5.4)$$

а относительная

$$\xi_i = \frac{H_{рл}^i - H_{пл}^i}{H_{пл}^i} 100\%. \quad (5.5)$$

Очевидно, эта ошибка может колебаться от -100% до $+\infty$.

Набор значений ΔH^i и ξ_i позволяет при достаточной статистике найти кривые накопленных частот повторения абсолютных и относительных ошибок. Обычно с уменьшением слоев осадков за дождь относительная ошибка их измерения возрастает. С другой стороны, практическая значимость слабых дождей очень невелика. Поэтому, если материал статистически обеспечен, целесообразно строить графики накопленных частот повторяемости относительных ошибок отдельно для дождей со слоями осадков, превышающими определенное значение (например, 0, 1 и 5 мм). По графикам накопленной повторяемости находят значения ошибок 50, 75 и 90%-ной обеспеченности как для самих ошибок (абсолютных и относительных), так и для их модулей (абсолютных величин). Мы будем характеризовать точность радиолокационных измерений осадков в основном ошибками 50, 75 и 90%-ной обеспеченности для модуля относительных ошибок (рис. 15).

Хорошо известно, что осадки крайне неоднородны как в пространстве, так и во времени. Их интенсивность может меняться на несколько порядков в течение одного дождя. Естественно ожидать, что если учесть возможную зависимость коэффициента согласования не только от расстояния осадков до локатора, но и от их интенсивности, то ошибки измерения будут уменьшены. Описанная выше методика обработки

Данных сравнительных наблюдений не учитывает возможной зависимости K от интенсивности осадков. К сожалению, оперируя суммарным количеством осадков за дождь, чрезвычайно трудно установить характер зависимости параметров рабочей формулы от интенсивности осадков. Тем не менее и в этом случае можно в первом приближении найти зависимость $K(I)$ и учесть ее при обработке материалов наблюдений.

Действительно, методика обработки радиолокационных данных позволяет установить, какую долю в общем слое

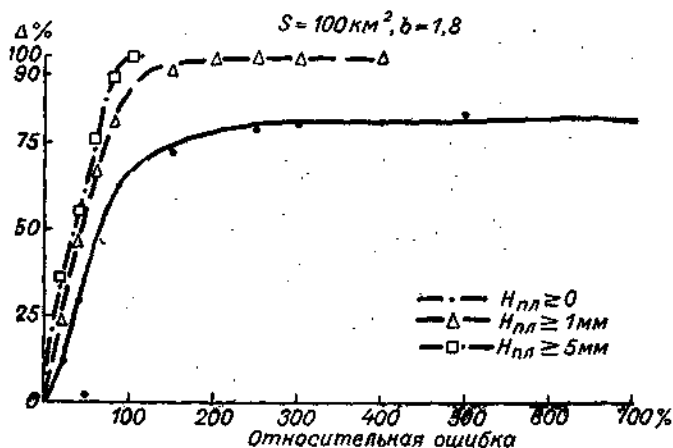


Рис. 15. Кривые накопленных относительных ошибок.

осадков за дождь составляет та или иная условная интенсивность $I_{усл}$. Распределение общего слоя осадков по таким интенсивностям для каждого дождя выводится на печать вычислительной машины. Это дает возможность рассортировать все дожди (по радиолокационным данным) по группам, в каждой из которых основная доля дождя выпадает в заданном интервале интенсивностей.

Допустим, что, сравнивая радиолокационные и наземные измерения суммарного слоя осадков для каждой из групп, мы обнаруживаем определенную закономерность. Скажем, для групп дождей малой интенсивности слой осадков по радиолокационным данным меньше, чем по наземным измерениям, а по мере роста интенсивности осадков это соотношение изменяется на обратное. (Как мы увидим в главе V, такая закономерность действительно имеет место.) Тогда следует построить график, на котором по оси абсцисс отложены значения средней условной интенсивности для каждой группы осадков, а по оси ординат — отношения суммарного слоя

осадков по наземным и радиолокационным измерениям для этих групп. Обозначим это отношение как K_B , смысл индекса B будет ясен из дальнейшего.

Теперь уже нетрудно представить и сам способ учета зависимости коэффициента согласования K от интенсивности осадков. Пусть изолинии равных сигналов радиоэхо следуют через ΔB дБ. С соответствующей кривой на указанном графике снимаются значения K_B через интервалы ΔB . Обозначим через δ_B долю, вносимую в слой осадков интенсивностью, соответствующей радиоэхо мощностью на B дБ больше $\bar{P}_{r0}^*$. Далее, для каждого дождя найдем исправленный условный слой осадков по формуле

$$H'_{\text{усл}} = H_{\text{усл}} \sum K_B \delta_B. \quad (5.6)$$

Затем, повторяя описанную в начале параграфа операцию по нахождению коэффициента согласования из условия равенства сезонных сумм осадков, можно найти значение K' и определить радиолокационный слой осадков за дождь

$$H_{\text{рл}} = K' H'_{\text{усл}}. \quad (5.7)$$

§ 6. СРЕДНЯЯ КВАДРАТИЧЕСКАЯ ОШИБКА ИЗМЕРЕНИЯ СЛОЯ ОСАДКОВ

Коэффициент согласования K , определяемый из условия равенства радиолокационного и плевнометрического слоев осадков за сезон, не является, вообще говоря, оптимальным в смысле минимума средней квадратической ошибки. Нетрудно найти формулу, связывающую среднюю квадратическую ошибку при принятом нами способе определения K с минимально возможной средней квадратической ошибкой.

Введем для удобства следующие обозначения:

$$H'_{\text{усл}} = x_i, \quad H'_{\text{рл}} = y_i. \quad (6.1)$$

Тогда

$$H'_{\text{рл}} = K x_i. \quad (6.2)$$

Найдем дисперсию ошибки радиолокационного измерения слоя осадков, рассматривая ее как случайную величину,

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (K x_i - y_i)^2. \quad (6.3)$$

Обозначим через K_0 величину K , при которой дисперсия минимальна. Из условия $\frac{d\sigma^2}{dK} = 0$ находим

$$K_0 = \frac{\sum x_i y_i}{\sum x_i^2}. \quad (6.4)$$

Минимальная дисперсия, которая может быть получена подбором K , равна

$$\sigma_0^2 = \frac{1}{n} \sum (y_i - K_0 x_i)^2, \quad (6.5)$$

при $K \neq K_0$ легко получить

$$\sigma^2 = \sigma_0^2 + \left(1 - \frac{K_0}{K}\right)^2 \frac{1}{n} \sum (K x_i)^2. \quad (6.6)$$

Представляет интерес аналогичное рассмотрение и для относительных ошибок¹.

Обозначим

$$\xi_i = \frac{K x_i - y_i}{y_i}, \quad \zeta_i = \frac{K x_i}{y_i}, \quad (6.7)$$

$$\sigma_\xi^2 = \frac{1}{n} \sum \xi_i^2. \quad (6.8)$$

Минимальное значение σ_ξ^2 достигается при $K = K_{0\xi}$, при котором $\frac{d\sigma_\xi^2}{dK} = 0$.

Отсюда находим

$$K_{0\xi} = \frac{\sum \frac{x_i}{y_i}}{\sum \left(\frac{x_i}{y_i}\right)^2}; \quad (6.9)$$

$K_{0\xi}$ может заметно отличаться от K_0 . Минимальная дисперсия $\sigma_{0\xi}^2$ равна

$$\sigma_{0\xi}^2 = \frac{1}{n} \sum \zeta_{0i}^2 - \frac{2}{n} \sum \zeta_{0i} + 1, \quad (6.10)$$

где $\zeta_{0i} = K_{0\xi} \frac{x_i}{y_i}$.

Если $K \neq K_{0\xi}$, дисперсия относительных ошибок равна

$$\sigma_\xi^2 = \sigma_{0\xi}^2 + \left(1 - \frac{K_{0\xi}}{K}\right)^2 \frac{1}{n} \sum \zeta_i^2. \quad (6.11)$$

Соотношения (6.6) и (6.11) дают возможность легко определить, насколько увеличилась средняя квадратическая ошибка радиолокационных измерений (абсолютная или относительная) по сравнению с ее минимально возможным значением вследствие определения коэффициента согласования по формуле (5.1); эти соотношения будут использованы нами при анализе результатов наблюдений.

¹ Случаи, когда относительная ошибка равна ∞ , должны быть исключены из рассмотрения.

Глава V

РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

§ 1. ОБЪЕМ МАТЕРИАЛОВ

Сравнительные радиолокационные и наземные осадкомерные наблюдения в районе г. Валдая производились с 20 мая по 21 сентября 1964 г. на двух полигонах площадью 100 км² каждый и с 28 мая по 12 сентября 1965 г. на пяти полигонах (трех площадью 100 км², одном площадью 400 км² и одном площадью 8600 км²). Сроки начала работ на каждом из полигонов были несколько различными, так как полигоны вводились в строй постепенно. Так, наблюдения на 100-километровых полигонах были начаты 1 июня, на 400-километровом 1 июля, а наблюдения на полигоне площадью 8600 км² проводились в два этапа: с 1 по 31 июля и с 29 августа по 12 сентября.

Наблюдения 1964 г. имели в основном методический и поисковый характер. Поэтому для сравнительного анализа и выяснения вопросов точности и надежности радиолокационного метода измерения осадков использовались главным образом данные наблюдений 1965 г.

Количественные характеристики наблюдений 1965 г. на полигонах площадью 100 и 400 км² даны в табл. 8.

За весь период наблюдений 1964—1965 гг. общее время радиолокационных наблюдений осадков на полигонах 100 и 400 км² составило 283 часа 45 мин. в 1964 г. и 688 час. 15 мин. в 1965 г. Количество наблюденных радиолокатором дождей равно при этом 132 в 1964 г. и 672 в 1965 г.¹ Из них для сопоставления с данными измерений наземной осадкомерной сети оказалось возможным использовать для 1964 г. данные

¹ Дождь, измеренный радиолокатором на каждом из полигонов, принимался за отдельный дождь. Таким образом, если один и тот же дождь охватывал все три полигона площадью 100 км² или последовательно проходил через них, при обработке он учитывался как три отдельных дождя.

Некоторые характеристики сравнительных наблюдений 1965 г.

Полн- год	Площадь, км²	Начало наблю- дений	Дожди, использованные при сравнительном анализе			Дожди, зарегистрированные радиолокатором				Дожди, зарегистрированные наземной сетью, но не обнаруженные радиолокатором			
			число случаев	продол- житель- ность, час. мин.	слой осадков, мм	не обнаруженные наземной сетью¹			число случаев	продол- житель- ность, час. мин.	слой осад- ков, мм		
						число случаев	продол- житель- ность, час. мин.	слой осадков, мм					
1	100	6 VI	62	139 02	158,1	153	35 42	14,1	22	8 05	1,7	5	0,4
2	100	1 VI	68	136 40	145,8	87	23 56	9,0	3	1 32	0,4	6	11,1
6	100	1 VI	63	134 00	163,1	107	26 31	35,9	6	1 49	0,5	11	20,7
2-5	400	1 VII	47	149 12	112,8	48	20 51	4,2	6	10 55	0,6	1	0,0
Всего			240	588 54	579,8	395	107 00	63,2	37	22 21	3,2	23	32,2

¹ Обработка пьювиографических измерений производится с точностью 0,1 мм. Поэтому слой осадков толщиной менее 0,05 мм записывается в таблице равным 0,0 мм.

по 59 дождям общей продолжительностью 141 час 20 мин. с общим слоем выпавших осадков 149,7 мм и для 1965 г. данные по 240 дождям продолжительностью 558 час. 54 мин. со слоем осадков 579,8 мм. Кроме того, на полигоне 8600 км² было проведено 25 полусуточных интервалов наблюдений, во время которых в среднем по полигону выпало 37,1 мм дождя.

Из сравнительного анализа были исключены все отмеченные радиолокатором дожди, которые совершенно не фиксировались плевниографической сетью. На полигоне 8600 км² таких случаев не было, но на полигонах 100 и 400 км² (табл. 8) число их весьма велико (395). Тем не менее исключение этих случаев из сравнительного анализа вполне обосновано, так как указанные случаи приходятся в основном на очень слабые дожди. По толщине слоя выпавших осадков, вычисленных по данным радиолокационных наблюдений, они распределяются следующим образом (табл. 9).

Таблица 9

Дожди, зафиксированные РЛС и не отмеченные наземной сетью

	Толщина слоя выпавших осадков, мм							Всего
	>1,0	1,0—0,51	0,5—0,11	0,1—0,051	0,05—0,011	0,01—0,001	<0,001	
Число случаев	14	5	41	29	75	139	91	395
%	4	1	10	7	19	36	23	100

Как видно, 85% случаев приходится на долю дождей, дававших слой осадков $\leq 0,1$ мм. Такие дожди просто не могут быть зафиксированы плевниографами, так как находятся за пределами точности их измерений — одна только поправка на смачиваемость равна 0,2 мм. 10% случаев принадлежит дождям, дававшим слой осадков от 0,5 до 0,11 мм. По всей вероятности, это были облака или осадки, не доходившие до земли, т. е. испарявшиеся на пути падения от точки нахождения радиолокационного объема до поверхности земли. Естественно, что такие осадки не могли быть обнаружены плевниографами. И только в 5% подобных дождей слой выпавших осадков превышал 0,5 мм. Причины, в силу которых эти дожди не были обнаружены наземной сетью, не ясны. Возможно, некоторая часть из них также представляла собой осадки, не доходившие до земли. Не исключено, что некоторые дожди не зафиксированы из-за каких-то радиотехнических неисправностей, не замеченных во время наблюдений.

Из анализа также были исключены случаи, когда осадки регистрировались радиолокатором, но по плевниографическим данным общий слой их был столь незначителен, что находился

на пределе чувствительности прибора и записывался равным 0,0 мм¹. Очевидно, что какой-либо расчет ошибок при этом теряет смысл, так как относительные ошибки становятся равными бесконечности.

Наряду со случаями, когда дожди отмечались радиолокатором, но не обнаруживались наземной сетью, наблюдались случаи, когда наземная сеть отмечала осадки, а радиолокатор их «не видел». Правда, число их значительно меньше — 23 на полигонах 100 и 400 км² и 0 на полигоне 8600 км². Причины появления этих случаев также остаются пока не выясненными.

Исключение из анализа вышеуказанных случаев, конечно, несколько уменьшило общее количество экспериментальных данных, тем не менее собранный за 1964—1965 гг. сравнительный материал радиолокационных и наземных осадкомерных наблюдений по количеству и качеству принимаемых за эталон данных осадкомерных измерений значительно превосходит аналогичные материалы предыдущих работ такого рода.

§ 2. ТОЧНОСТЬ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ

1. Выбор параметров рабочей формулы

Прежде чем переходить к сравнению радиолокационных данных с наземными измерениями, необходимо выбрать формулу их связи, т. е. вид функции $\varphi(\bar{P}_r)$ и коэффициент согласования K . Ясно, что коэффициент согласования K , являющийся, по существу, размерным коэффициентом перехода от радиолокационных к обычным единицам измерения, можно определять после того, как будет выбрана функция $\varphi(\bar{P}_r)$. Как упоминалось в главе IV, мы остановились на функции $\varphi(\bar{P}_r)$ вида

$$\varphi(\bar{P}_r) = \bar{P}_r^{1/b}. \quad (2.1)$$

Какие же соображения должны быть положены в основу выбора параметра b ? Прежде всего, естественно, следует стремиться к тому, чтобы радиолокационные измерения были наиболее точными. Во-вторых, необходимо иметь в виду громоздкость обработки экспериментальных данных и стремиться при прочих равных условиях выбрать b таким образом, чтобы обработку можно было свести к минимуму. В случае если операция возведения величины $\bar{P}_r$ в степень $1/b$ производится машиной, соображения удобства обработки при выборе b не имеют существенного значения.

¹ Число подобных случаев равно 37 на полигонах 100 и 400 км² и 1 на полигоне 8600 км².

Как было показано в предыдущей главе, процесс первичной обработки данных чрезвычайно трудоемок. Поэтому, имея в виду перспективу развития радиолокационных методов, желательно предусмотреть и возможность автоматизации первичной обработки. С такой точки зрения величина b может иметь определенное значение, так, например, при $b=1$ или $b=2$ автоматическое осреднение величины $I_{\text{усл}} = \varphi(\bar{P}_r^*)$ за любой промежуток времени можно осуществить сравнительно просто непосредственно в самой радиолокационной станции.

До настоящего времени подавляющее большинство авторов применяло значение параметров b , заключенное в пределах 1,3—1,8 (см. табл. 1). Поэтому в первый период наблюдений в 1964 г. мы рассмотрели три варианта рабочей формулы, т. е. провели сравнение радиолокационных данных с наземными измерениями, принимая b равным 1,3; 1,5 и 1,8.

Сравнение показало, что в среднем ошибки радиолокационных измерений меняются не очень сильно при изменении значений b в указанных пределах. Несколько лучшие результаты получались при использовании показателя $b=1,5$. Поэтому в дальнейшем обработка материалов и исследования зависимости точности радиолокационных наблюдений от различных факторов (площади осреднения, слоя осадков, времени осреднения, интенсивности осадков и др.) проводились при $b=1,5$. Как мы далее увидим, это было достаточно обоснованным.

Выбор коэффициента согласования K определяется той задачей, которая поставлена перед радиолокационными измерениями. Как упоминалось в § 5 главы IV, можно требовать совпадения средней за сезон суммы осадков на данной площади, определенной наземными приборами и радиолокатором, можно стремиться к минимальной средней квадратической ошибке радиолокационных измерений за дождь, сутки или декаду и т. д.

В наших исследованиях за единицу измерения принят один дождь для полигонов 1, 2, 6 и 2—5 и полусуточные данные для кольцевых зон a , b , $в$, $г$ и $д$ полигона 7.

Очевидно, что тарифовка локатора из условия равенства сумм осадков за сезон, определенных радиолокационными и наземными измерениями, приведет к большему средним квадратическим ошибкам за отдельные дожди, чем тарифовка из условия минимума средней квадратической ошибки. Однако мы считали правильной именно такую тарифовку, ибо только она практически легко осуществима в любом пункте наблюдений, и, следовательно, ошибки, найденные именно таким образом, отражают реальные возможности изучаемого метода.

При определении коэффициента K по данным сравнительных измерений на полигонах 1, 2, 6 и 2—5, так же как и по

данным измерений в полукольцевых зонах a , b , c и d полигона 7, было установлено, что по мере удаления от РЛС коэффициент K растет примерно на 0,08 дБ/км. Попутно отметим, что характер роста K с расстоянием слабо зависит от выбора параметра b . При изменении b от 1 до 2,5 рост K колебался в пределах 0,05—0,08 дБ/км. Фактические значения K при $b=1,5$, найденные для разных полигонов (для разных расстояний R от РЛС), приведены в табл. 16.

2. Определение параметров Z_e — I -соотношения

Обычно в литературе приводятся параметры A и b Z_e — I -соотношений, найденные расчетным путем по известным спектрам размеров капель. В табл. 1 представлены значения A и b , найденные различными авторами.

Данные параллельных наблюдений позволяют найти параметр A непосредственно из сравнения результатов наземных и радиолокационных измерений.

Действительно, подставим в формулу (2.24) главы II выражение $Z_e = \mu Z = A I^b$ и разрешим полученное соотношение относительно I :

$$I = \left(\frac{1}{A C_1 F(R) \kappa \Phi} \right)^{1/b} \bar{P}_r^{1/b}. \quad (2.2)$$

С другой стороны, как это следует из формулы (2.5) главы IV,

$$I = 60K(\bar{P}_r)^{1/b}. \quad (2.3)$$

Из (2.2) и (2.3) следует, что

$$A = \frac{1}{C_1 (60K)^b F(R) \kappa \Phi}. \quad (2.4)$$

По физическому смыслу ясно, что параметр A не может зависеть от расстояния между осадками и радиолокатором, ибо он характеризует только объект изменения, т. е. осадки. Ясно также, что чем ближе осадки к радиолокатору, тем меньше множитель $\kappa \Phi F(R)$ отличается от единицы. Иными словами, можно сказать, что

$$A = \frac{1}{C_1 [60K(0)]^b}. \quad (2.5)$$

Значение $K(0)$ определено из графика $K(R)$ путем экстраполяции. Так как при убывании R коэффициент K изменяется все медленнее, большой ошибки в определении $K(0)$ быть не может. В самом деле, $K(30 \text{ км}) = 7,1 \cdot 10^5$, а $K(0) = 6,7 \cdot 10^5$. Подставляя значения $C_1 = 1,7 \cdot 10^{-14}$ (см. § 3 главы III) и $K(0)$ в формулу (2.5), находим $A \approx 230$. Если принять, что

$b=1,5$, то по материалам сравнительных наблюдений 1965 г. можно считать, что в среднем величины Z_e и I связаны соотношением

$$Z_e = 230I^{1,5}.$$

3. Точность радиолокационного измерения осадков в 1965 г.

Общее представление о результатах наблюдений 1965 г. дает рис. 16, на котором в логарифмическом масштабе нанесены экспериментальные точки сравнительных измерений

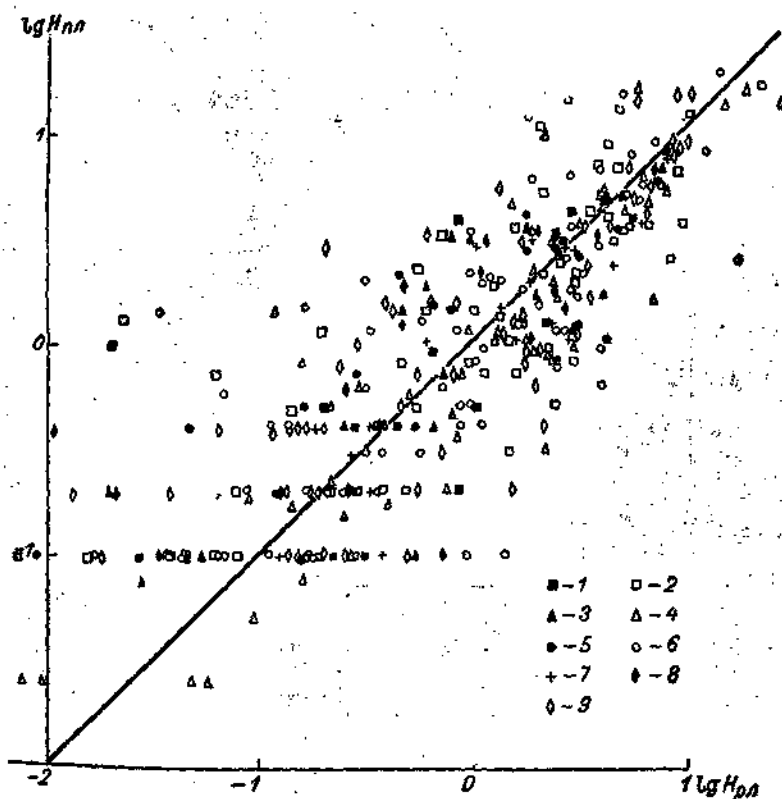


Рис. 16. Данные сравнительных наблюдений 1965 г.

1 — полигон 1; 2 — полигон 2; 3 — полигон 6; 4 — полигон 2-5; 5 — зона а полигона 7; 6 — зона б полигона 7; 7 — зона а полигона 7; 8 — зона г полигона 7; 9 — зона б полигона 7.

слоев осадков за отдельные дожди по всем полигонам. Параметр b здесь равен 1,5.

Из рисунка видно, что точки не группируются по отдельным полигонам, а разбросаны более или менее равномерно

относительно биссектрисы. Сгущение точек по линиям $H_{пл}=0,1$ мм и $H_{пл}=0,2$ мм объясняется особенностью обработки плевниографических данных. Из рисунка следует также, что разброс точек, т. е. относительная ошибка, убывает с ростом количества осадков, выпавших за дождь. Тем не менее разброс и, следовательно, относительные ошибки велики и в этом случае.

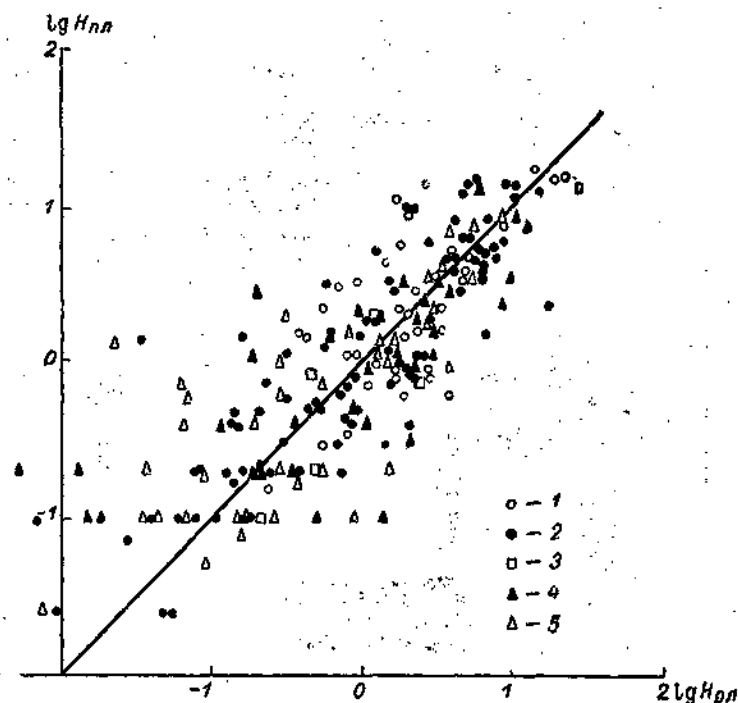


Рис. 17. Распределение случаев наблюдений по синоптическому положению.

1—теплый фронт, 2—холодный фронт, 3—фронт окклюзии, 4—приземный фронт, 5—внутримассовые осадки.

Большой разброс точек на рис. 16 обнаруживает неустойчивость связи между величиной мощности радиозохи и средней за дождь интенсивностью осадков. Поэтому с целью повышения точности радиолокационных измерений были предприняты попытки уточнения этой связи путем группировки данных наблюдений по некоторым классификационным признакам: синоптическому положению и длительности осадков, тем более что в литературе появлялись сообщения о том, что параметры A и b достаточно сильно различаются для разных типов осадков [53].

Однако попытка учета синоптической ситуации никаких положительных результатов не дала. На рис. 17 приведено поле точек, аналогичное полю рис. 16¹, на котором осадки разделяются по синоптическим положениям. Как видно, никакой закономерности в расположении точек не наблюдается

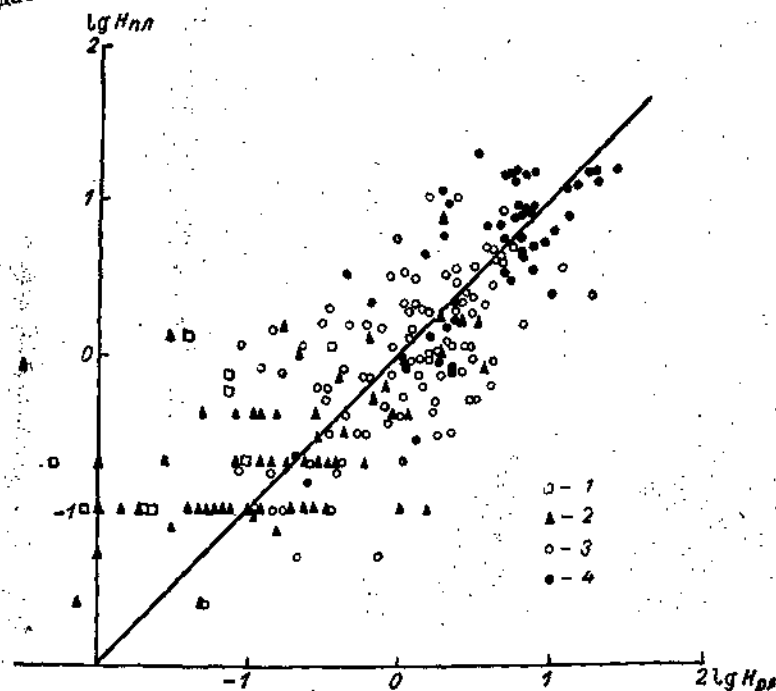


Рис. 18. Распределение случаев наблюдений по продолжительности дождя.

1) меньше 15 мин., 2) 15—60 мин., 3) 1—3 часа, 4) больше 3 час.

Практически столь же бесполезной оказалась попытка учета длительности дождей (рис. 18). Как можно было ожидать заранее, выяснилось, что большие слои осадков принадлежат в основном дождям большей продолжительности, но какой-либо более или менее четко выраженной группировки точек одинаковой продолжительности не наблюдается, за исключением дождей максимальной длительности (>3 час.), точки которых расположены несколько более компактно и симметрично относительно биссектрисы.

¹ Кроме точек полигона 7, которые исключены, чтобы не загромождать рисунок.

Чем же все-таки вызван такой большой разброс точек? Как мы видели, он не может быть объяснен ни изменчивостью синоптических условий, ни изменчивостью продолжительности дождей. Повторяя рассуждения главы II, можно утверждать, что причиной изменения связи $\bar{P}_r^*$ и I служит большая изменчивость характеристик осадков в пространстве и во времени. К таким характеристикам следует прежде всего отнести концентрацию и спектр размеров дождевых капель, а также характер вертикальных пульсаций скорости ветра. Отсутствие сколько-нибудь достоверных сведений о реальных пульсациях вертикальных потоков в нижнем километровом слое осадков не дает возможности оценить влияние этого фактора на характер связи $\bar{P}_r^*$ и I . Однако имеющиеся соображения о том, что скорости таких потоков могут достигать до 1—2 м/сек. и более, говорят о том, что роль этого фактора может быть значительной.

Влияние характера распределения капель по размерам на связь $\bar{P}_r^*$ — I еще более существенно. В ливневых осадках от периферии к центру капли становятся крупнее, а кроме того, меняется и вид спектра размеров. Изменчивыми характеристиками являются и концентрация капель, и интенсивность осадков. И. Кодaira [76], анализируя данные Фудзидары [53] о концентрации и распределении капель дождей по размерам, нашел, что при неизменной интенсивности осадков радиолокационная отражаемость только за счет изменения спектра размеров капель может меняться почти в 10 раз. Правда, в течение всего дождя происходит осреднение результатов и колебания осредненных таким образом параметров K и b не столь велики. Так, М. Л. Маркович и В. М. Мучник [14] установили, что на Украине в районе экспериментального метеорологического полигона (Кривой Рог) параметры K и b , найденные по спектрам дождей в двух точках, разнесенных на несколько десятков километров, остаются практически неизменными для дождей одного дня. К подобным же выводам об устойчивости параметров K и b в течение нескольких часов пришли И. В. Грицкив и В. И. Цыкунов, проводившие измерения спектра капель дождей на Валдайской возвышенности в июле 1965 г.

Таким образом, можно думать, что разброс экспериментальных точек на рис. 16, т. е. ошибки радиолокационных измерений осадков, вызван прежде всего изменчивостью микроструктуры осадков и полей вертикальных потоков в них, не учитываемой в применявшемся методе, в котором для данного пункта наблюдения значения параметров K и b принимались постоянными в течение всего сезона.

Некоторые попытки использовать данные о спектрах размеров дождевых капель, полученных по наземным наблюдениям, а также данные о спектрах флуктуаций сигнала радиозо, полученных с помощью доплеровской станции для уточнения параметров связи K и b , не дали положительных результатов. К подобным же выводам по данным наблюдений на Украине пришли В. М. Мучник, М. Л. Маркович и Л. М. Волинец.

Можно думать, что применение разных значений K (или K и b) для дождей различной интенсивности в момент измерения приведет к уменьшению ошибок измерения. Нахождение зависимости параметров связи от интенсивности осадков является достаточно сложной задачей и будет отдельно рассмотрено в § 4 главы V.

Графики, подобные приведенному на рис. 16, дают наглядное представление о качестве радиолокационных измерений осадков, однако извлечь из них какие-либо количественные характеристики точности метода довольно затруднительно.

Обычно точность того или иного метода измерений характеризуют данными о его ошибках: наиболее вероятной, средней квадратической, ошибках той или иной обеспеченности (или, как это принято называть в математической статистике, величиной квантилей кривой накопленной повторяемости ошибок) или, наконец, самой кривой повторяемости ошибок.

Поскольку в гидрологии и других областях науки и техники, использующих данные об осадках, чаще всего рассматриваются данные об ошибках различной обеспеченности, мы для оценки точности радиолокационного метода также пользовались этими характеристиками.

В табл. 10 приведены данные о величинах относительных ошибок радиолокационного измерения количеств осадков отдельных дождей 50, 75 и 90%-ной обеспеченности (квантилей) для полигонов площадью 100, 400 и 8600 км² по материалам 1965 г.

Как видно из табл. 10, величины ошибок существенно зависят от толщины слоя выпавших осадков. Ошибки уменьшаются с увеличением толщины слоя выпавших осадков, причем эта зависимость наблюдается для всех полигонов независимо от их размеров.

Действительно, для площади 100 км² ошибка радиолокационных измерений 75%-ной обеспеченности для всех дождей (толщина слоя $H_{пл} \geq 0$ мм) равна 95%, для дождей со слоем осадков $H_{пл} \geq 1$ мм она уменьшается до 63%, а для дождей с $H_{пл} \geq 5$ мм — до 48%. Аналогичный характер изменения величины ошибок имеет место и для площадей 400 и 8600 км², а также и для ошибок 50 и 90%-ной обеспеченности.

Таблица 10

Ошибки 50, 75 и 90%-ной обеспеченности радиолокационного измерения количества осадков за отдельный дождь (%) на полигонах площадью 100, 400 и 8600 км²

Обеспеченность, %	$H_{пл}$ мм							
	> 0	> 1	> 5	> 0	> 1	> 5	> 0	> 1
	100 км ²			400 км ²			8600 км ²	
50	53	40	30	50	32	45	43	32
75	95	63	48	112	51	54	73	50
90	195	100	70	205	66	66	111	83
Общее количество осадков за сезон:								
мм	466,6	432,3	294,8	113,3	104,1	62,7	37,1	34,5
%	100	92	63	100	92	55	100	93
Число случаев	193	97	32	47	19	6	24	13

Некоторое отклонение от этой закономерности ошибок на полигоне площадью 400 км² при $H_{пл} \geq 5$ мм вполне объясняется малой статистикой, так как число дождей с $H_{пл} \geq 5$ мм равно всего шести.

Итак, с наибольшими ошибками измеряются наиболее слабые дожди, дающие слой осадков меньше 1 мм.

Большие величины ошибок при малых слоях осадков нельзя относить только за счет радиолокационного метода измерений, в значительной степени их можно объяснить особенностями сравнительной обработки данных наблюдений. Дело в том, что плевниографические данные о величине среднего слоя осадков по площади представлялись с точностью до $\Delta H_{пл} = 0,1$ мм. В то же время радиолокационные измерения слабых осадков проводились со значительно более высокой точностью. Таким образом, за счет разности градаций толщин слоев осадков по плевниографическим и радиолокационным данным могут возникать большие ошибки, когда измеряемые слои осадков становятся сравнимыми с величиной $\Delta H_{пл}$. Напомним, что в предельном случае, когда слой осадков по плевниографу равен 0,0 мм, а по радиолокационным измерениям — конечной величине, ошибки принимались равными бесконечности и не включались в рассмотрение.

Практическое значение рассмотренных выше ошибок измерений слабых дождей, дающих малые слои осадков, невелико, так как подобные дожди не имеют сколько-нибудь существенного значения ни по отдельности, ни даже в сумме, ибо их доля в общем количестве выпадающих осадков весьма мала. Так, для всех полигонов суммарный слой осадков с $H_{пл} < 1$ мм не превышает 7—8% общего количества осад-

ков. Поэтому, оценивая точность измерения количества осадков радиолокационным методом с практической точки зрения, не следует принимать во внимание данные об ошибках измерений слабых дождей с малыми толщинами слоев осадков.

Учитывая это обстоятельство, можно считать, что в летнем сезоне 1965 г. 50% дождей, дающих слой осадков 1 мм и более, измерялось радиолокационным методом с ошибкой не больше 40%, 75% — с ошибкой $\leq 63\%$ и 90% — с ошибкой $\leq 100\%$.

Данные таблицы дают основание сделать еще один вывод: точность радиолокационного измерения количества осадков за дождь, во всяком случае, не убывает с ростом площади измерений. Более того, возможно, она даже несколько повышается с увеличением площади измерений. Действительно, для осадков со слоем ≥ 0 мм 50, 75 и 90%-ные обеспеченности почти равны на полигонах площадью 100 и 400 км² и заметно меньше на полигоне площадью 8600 км². Для осадков с толщиной слоя ≥ 1 мм соответствующие ошибки весьма близки на полигонах площадью 400 и 8600 км². Наконец, для дождей со слоем осадков ≥ 5 мм значения 50 и 75%-ной обеспеченности на полигоне 400 км² несколько больше, нежели на полигоне 100 км², но величина 90%-ной квантили, наоборот, несколько меньше. Возможно, это просто результат недостаточности статистики. Таким образом, тенденция к повышению точности измерений с увеличением площади выражена довольно отчетливо, хотя и с некоторыми отклонениями.

Этот вывод, очевидно, имеет важное значение для использования радиолокационного метода измерения количества осадков в практических целях.

Общие физические соображения, изложенные в главе II, и отмеченные выше результаты наблюдений позволяют высказать и более смелые предположения. Возможно, точность измерения количества осадков при слабых дождях (со слоем осадков порядка 1 мм и менее за весь дождь) растет с увеличением площади осреднения вплоть до площадей порядка 10⁴ км². Точность измерения более сильных дождей (со слоем осадков более 1 мм) повышается, видимо, с увеличением площади осреднения до 10³ км², а далее меняется незначительно. Более определенные оценки и их уточнения возможны лишь при значительном увеличении количества сравнительных наблюдений.

Известно, что, чем больше период измерений, тем выше точность измерения количества осадков. Это справедливо и для радиолокационного метода. В табл. II приведены данные, аналогичные данным табл. 10, но для декадных сумм осадков по полигонам площадью 100 и 400 км².

Таблица 11

Ошибки 50, 75 и 90%-ной обеспеченности
радиолокационного измерения декадных сумм
осадков (%) на полигонах площадью 100 и 400 км²

Обеспеченность, %	$H_{пл}$ мм			
	> 0	> 2	> 0	> 2
	100 км ²		400 км ²	
50	20	18	25	25
75	40	28	28	28
90	95	54	32	32
Общее количество осадков за сезон:				
мм	466,6	464,5	113,4	113,4
%	100	99,5	100	100
Число декад	25	21	6	6

Сравнивая цифры таблиц 11 и 10, легко видеть, что точность измерений декадных сумм осадков заметно выше. Для всех дождей ($H_{пл} \geq 0$ мм) значения 50%-ных квантилей для декадных сумм на полигоне 100 км² уменьшаются примерно в 2,5 раза, а на полигоне 400 км² — в 2 раза. Для более сильных дождей ($H_{пл} \geq 1$ мм и декада с $H_{пл} \geq 2$ мм) соответствующие ошибки уменьшаются в 2 раза как на полигоне 100 км², так и на полигоне 400 км².

Недостаточное количество материала (общее количество наблюденных декад с дождями на этом полигоне равно всего трем) не позволило получить сведения об ошибках различной обеспеченности измерений декадных сумм осадков на полигоне 8600 км².

Для иллюстрации приведем только величины ошибок измерений декадных сумм осадков для этих трех декад: 42, —4 и 6%. Точно так же короткий ряд сравнительных наблюдений (всего два летних сезона) не дает возможности обоснованно судить об ошибках за более длительные промежутки — месяцы и сезоны.

Точность измерений количества осадков радиолокационным методом, а следовательно, и возможность его практического использования существенным образом зависят от степени устойчивости коэффициентов согласования K во времени. Для выяснения этого вопроса были рассчитаны коэффициенты согласования для отдельных декад и месяцев сезона 1965 г. и для двух сезонов 1964 и 1965 гг. Результаты приведены в

¹ Во второй строке табл. 11 указана характеристика декад по толщине слоя выпавших осадков ($H_{пл} \geq 0$ мм, $H_{пл} \geq 2$ мм).

табл. 12. Здесь величина K для сезона 1965 г. принята за единицу. Все остальные значения K выражены в долях от нее.

Таблица 12

Сезонные, месячные и декадные колебания коэффициента согласования

Период	Полигон							
	1 (100 км ²)		2 (100 км ²)		6 (100 км ²)		2-5 (400 км ²)	
	K	$H_{пл}$ мм	K	$H_{пл}$ мм	K	$H_{пл}$ мм	K	$H_{пл}$ мм
Сезон 1965 г.	1,00	160,1	1,00	142,4	1,00	156,9	1,00	113,4
Сезон 1964 г.	—	—	0,69	91,6	1,01	58,1	—	—
Июнь 1965 г.	1,38	30,6	0,65	29,9	1,01	51,3	—	—
Июль 1965 г.	1,23	59,2	1,61	49,0	1,11	42,2	1,41	55,1
Август 1965 г.	0,75	36,1	1,01	39,8	0,89	30,8	0,77	34,6
1-10 VI	—	—	0,37	10,8	1,11	14,4	—	—
11-20 VI	1,22	5,6	1,09	5,0	0,75	9,6	—	—
21-30 VI	1,42	25,0	1,15	14,1	1,10	27,3	—	—
1-10 VII	1,59	32,7	1,56	26,8	1,07	24,0	1,35	22,2
11-20 VII	0,13	0,5	0,50	0,1	—	—	1,15	3,0
21-31 VII	1,09	26,0	1,46	22,1	1,21	18,2	1,49	29,9
1-10 VIII	0,75	33,2	1,00	38,4	0,88	30,7	0,77	32,1
11-20 VIII	0,73	2,9	1,17	1,4	1,00	0,1	0,76	2,5
21-31 VIII	—	—	—	—	—	—	—	—
1-12 IX	0,82	34,2	0,86	23,7	0,92	32,6	0,83	23,7

Как видно, величина коэффициента согласования, определенная по месячным периодам, меняется от 0,65 до 1,61 его сезонного значения.

Величина K , определенная по декадам, колеблется от 0,13 до 1,59 сезонного значения; таким образом, значения K , определенные по относительно коротким промежуткам времени, изменяются в широких пределах. Следовательно, для получения достаточно надежных сезонных значений коэффициента согласования требуется длительный промежуток времени, сравнимый с продолжительностью всего сезона жидких осадков.

Весьма короткий ряд наблюдений (всего два летних сезона) не дает возможности сделать достаточно определенные выводы относительно устойчивости K при переходе от сезона к сезону. Так, для полигона 2, расположенного на расстоянии 52 км от РЛС, величина K по данным 1964 г. оказалась равной $5,52 \cdot 10^5$, а по данным 1965 г. $8,0 \cdot 10^5$, т. е. расхождение составило 31%. В то же время для полигона 6, находящегося на расстоянии 75 км, эти значения соответственно равны $14,1 \cdot 10^5$ и $14,0 \cdot 10^5$, т. е. расхождение составляет менее 1%. Отсюда следует, что для того, чтобы получить надежные

данные об устойчивости сезонных значений коэффициентов согласования и их изменениях от года к году, требуется более длительный ряд наблюдений.

Анализируя точность измерения количества осадков радиолокационным методом, весьма интересно сравнить полученные ошибки метода с ошибками наземной осадкомерной сети различной плотности. Такое сопоставление позволит получить некоторое представление о сравнительных достоинствах обоих методов.

В табл. 13 приведены значения ошибок 75%-ной обеспеченности измерения суточных сумм осадков для сети различной плотности, рассчитанные В. С. Голубевым по данным полигонов ВНИГЛ ГГИ в Валдае.

Таблица 13

Ошибки 75%-ной обеспеченности измерения суточных сумм осадков (%) наземной сетью различной плотности

Площадь, км ²	Плотность сети, прибор/км ²					
	1/10	1/50	1/100	1/500	1/1000	1/2000
50	20	60	73	94	98	98
100	14	42	70	91	98	98
500	6	19	31	88	95	95
1 000	4	13	22	78	92	94
2 000	3	10	16	60	80	93
5 000	2	6	10	38	68	90
10 000	1	4	7	27	47	82
50 000	0,5	2	3	12	21	36

Таблица 13 характеризует величины ошибок суточных сумм осадков со слоем $>0,1$ мм.

Напомним, что значения ошибок 75%-ной обеспеченности радиолокационного метода составляют для отдельных дождей с $H_{пл} \geq 1$ мм для площади 100 км² 63%, для площади 400 км² 51% и для площади 8600 км² 50% (табл. 10)¹. Таким образом, для сравнения с данными наземной сети можно считать ошибку радиолокационных измерений 75%-ной обеспеченности не превосходящей 65% независимо от площади измерений.

Сравнивая эту величину с данными табл. 13, видим, что при измерениях на площади 100 км² радиолокационный метод по точности измерений не уступает наземной осадкомерной сети плотностью один прибор на 100 км², при измерениях на

¹ Некоторое несоответствие сравниваемых осадков по толщинам слоев ($H_{пл} \geq 0,1$ мм по осадкомерным данным и $H_{пл} \geq 1$ мм по радиолокационным) компенсируется различием продолжительности осадков — суточные суммы по осадкомерам и отдельные дожди по радиолокатору.

площади 400 км² — наземной сети плотностью один прибор на 300 км² и при измерениях на площади 8600 км² — сети плотностью примерно один прибор на 1300—1400 км².

В настоящее время средняя плотность осадкомерной сети на равнинной части Советского Союза — одна станция на 500—13 500 км², причем наиболее часто один прибор приходится на площадь 1000—2000 км². Следовательно, рассматриваемый радиолокационный метод по точности измерений эквивалентен существующей осадкомерной сети при измерениях на площади 5000—10 000 км² и превосходит ее при измерениях на меньших площадях, особенно на площадях в несколько сотен квадратных километров. Например, чтобы с помощью осадкомеров получить равную радиолокационной точность измерений суточных сумм осадков на площади 100 км², необходимо создать сеть, значительно превосходящую по густоте существующую, так, чтобы на каждый квадрат размером 10×10 км приходилось по одному прибору.

§ 3. ВЛИЯНИЕ ВЫБОРА ПАРАМЕТРОВ b И K НА ТОЧНОСТЬ РАДИОЛОКАЦИОННОГО МЕТОДА ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ

Качество радиолокационных наблюдений, естественно, должно зависеть от того, насколько удачно мы выбрали рабочую формулу, отражающую связь интенсивности осадков с радиоэхо от них. Очевидно, что оба параметра тесно связаны между собой и что от выбора показателя b зависит и величина коэффициента K . Возникает вопрос, как меняются ошибки радиолокационных измерений при изменении параметров b и K и как выбрать оптимальные значения этих параметров.

Для ответа на эти вопросы обработка данных сравнительных наблюдений на полигонах 1, 2, 6 и 2—5 была проведена в шести вариантах для значений показателя b , равных 1,0; 1,3; 1,5; 1,8; 2,1 и 2,5. Соответствующие коэффициенты согласования K определялись, как и ранее, из условия совпадения суммы осадков за весь сезон совместных радиолокационных и наземных наблюдений. Здесь не приводятся графики накопленных частот повторяемости ошибок, ибо достаточно четкое представление об этом дает табл. 14, содержащая величины ошибок изменения соответственно 50, 75 и 90%-ной обеспеченности для дождей с различной толщиной слоя осадков при разных значениях b в рабочей формуле.

Внимательное ознакомление с данными табл. 14 приводит к выводу, что в пределах изменения b от 1,3 до 2,5 ошибки меняются сравнительно слабо. Действительно, для дождей со слоем осадков больше 1 мм ошибка 75%-ной обеспеченности колеблется от 60 до 67% для полигонов площадью 100 км²

Таблица 14

Ошибки 50, 75 и 90%-ной обеспеченности при различных значениях параметра b

Толщина слоя осадков, мм	Обес- пече- ность, %	b					
		1,0	1,3	1,5	1,8	2,1	2,5
Полигон площадью 100 км²							
≥ 0	50	57	54	53	52	56	56
	75	97	92	95	100	94	107
	90	193	208	195	200	220	230
≥ 1	50	52	40	40	40	38	37
	75	81	67	65	60	65	64
	90	123	105	106	93	88	93
≥ 5	50	54	30	30	33	33	32
	75	80	53	48	48	52	48
	90	95	75	70	66	68	64
Полигон площадью 400 км²							
≥ 0	50	58	58	50	55	54	59
	75	113	108	112	125	125	135
	90	280	226	205	225	222	235
≥ 1	50	48	31	32	31	28	32
	75	82	58	51	51	53	57
	90	116	90	66	67	77	78
≥ 5	50	48	42	45	42	44	43
	75	72	70	54	61	68	68
	90	86	86	66	72	87	86

и от 51 до 58% для полигона площадью 400 км². В среднем эти колебания невелики и не превосходят 10%, что сравнимо с величиной разброса, вызванной недостаточной статистической обеспеченностью данных сравнительных наблюдений. К заметно большим ошибкам приводит использование значения $b=1,0$. Здесь ошибки достигают 80%.

Таким образом, мы приходим к несколько неожиданному, но чрезвычайно важному выводу: величины ошибок радиолокационных измерений среднего слоя осадков за дождь в среднем слабо зависят от выбранного показателя b при его изменении от 1,3 до 2,5.

Говоря о качестве метода, мы все время оперируем понятиями ошибок различной обеспеченности, а не широко распространенными средними квадратическими ошибками. Этот факт не случаен, дело в том, что в силу специфики сравнительных наблюдений (данные наземной густой сети принимаются за истинные) и положительности измеряемой величины (слой выпавших осадков не может быть меньше нуля) распределение радиолокационных ошибок измерения слоя осадков несимметрично и существенно отличается от нормального. Сравнительно малое количество случаев с очень большой ошибкой резко увеличивает значение средней квадратической ошибки. Особенно сильно асимметрия ошибок проявляется при слабых осадках с $H_{пл} < 1$ мм. Сравнивая табл. 14 и 15, можно убедиться, что средней квадратической ошибке σ радиолокационных измерений слоя осадков за дождь соответствует ошибка примерно 75%-ной обеспеченности, а не 68,3%-ной обеспеченности, как это имеет место при нормальном распределении ошибок. Для дождей с $H_{пл} \geq 0$, т. е. для всех дождей, включая и слабые, величине σ соответствуют ошибки 80—85%-ной обеспеченности.

Ввиду того что некоторые авторы оперируют средними квадратическими ошибками, для сравнения полученных результатов с подобными работами полезно и здесь привести значения средних квадратических ошибок и попутно рассмотреть влияние выбора параметра K на эту ошибку.

В предыдущей главе подробно обсуждались возможные принципы выбора коэффициента согласования K . Напомним, что только выбор по равенству сумм осадков за сезон, определенных радиолокационным методом и наземной сетью, может иметь практическое значение, ибо только этот способ обеспечивает легко доступную тарифовку радиолокатора в любом пункте по результатам наблюдений в течение сезона. Определение K из условия обеспечения наименьшей квадратической ошибки измерения слоя осадков за дождь практически неосуществимо, ибо для этого требуется создание

Таблица 15

Средние квадратические абсолютные σ и относительные $\sigma_{\%}$ ошибки радиолокационных измерений слоев осадков за дождь и их минимальные значения (σ_0 и $\sigma_{0\%}$)

	Номер полигона								
	1	2	6	2-5	7				
					a	б	в	г	д
$H_{пл} \geq 0 \text{ мм}$									
n	62	68	63	47	21	21	21	22	24
σ_0 мм	2,43	2,69	1,73	2,04	1,02	0,85	0,72	0,79	0,76
σ мм	2,52	2,82	1,73	2,07	1,11	0,88	0,77	0,84	0,80
$\sigma_{0\%}$ %	73	73	53	70	62	56	56	46	76
$\sigma_{\%}$ %	150	164	103	182	91	72	128	49	157
$H_{пл} \geq 1 \text{ мм}$									
n	34	33	29	19	11	13	12	12	13
σ_0 мм	3,27	3,39	2,73	3,14	1,37	1,06	0,91	1,16	0,96
σ мм	3,36	3,57	2,73	3,25	1,47	1,11	0,97	1,14	1,01
$\sigma_{0\%}$ %	57	36	55	40	47	46	44	46	52
$\sigma_{\%}$ %	77	74	70	42	61	63	51	54	68
$H_{пл} \geq 5 \text{ мм}$									
n	10	10	12	6	2	1	1	1	2
σ_0 мм	6,0	4,8	3,2	5,4					
σ мм	6,1	4,9	3,3	5,4					
$\sigma_{0\%}$ %	46	40	34	52					
$\sigma_{\%}$ %	46	40	34	53					

специальной, достаточно густой и дорогостоящей плевниографической сети на большой площади.

Сравнительные наблюдения 1965 г. позволили выполнить эту работу. В табл. 15 приведены абсолютные и относительные средние квадратические ошибки σ и $\sigma_{\%}$, а также минимальные их значения σ_0 и $\sigma_{0\%}$, найденные по формулам § 7 главы IV. Здесь же приведены числа случаев n , по которым выполнялись расчеты. Интересно сравнить также, насколько коэффициенты согласования K_0 и $K_{0\%}$, соответствующие минимальным средним квадратическим абсолютным и относительным ошибкам, отличаются от принятых коэффициентов согласования K . Соответствующие величины K_0/K и $K_{0\%}/K$ для разных полигонов и дождей приведены в табл. 16, где также указаны и числа случаев. Таблица 16 свидетельствует о том, что чем больше слой дождя, тем меньше различаются K , K_0 и $K_{0\%}$, т. е. коэффициенты согласования, найденные по совпадению сезонных сумм осадков, приближаются по мере уве-

личения мощности дождей к коэффициентам, обеспечивающим минимальные абсолютные и относительные средние квадратические ошибки.

Обсудим несколько детальнее данные табл. 15 и 16. Прежде всего легко видеть, что абсолютные ошибки в определении слоя осадков σ при выбранном коэффициенте согласования K весьма незначительно отличаются от минимально возможных ошибок при коэффициенте K_0 , а само значение K отличается от K_0 практически не более чем на 20%. При этом с ростом площади полигона отклонения в среднем убывают.

Таблица 16

Значения коэффициентов согласования K для разных полигонов и характер отклонения от них коэффициентов K_0 и $K_{0\%}$

	Полигон								
	1	2	6	2-5	7a	7b	7c	7d	7e
	Расстояние от РЛС до центра полигона, км								
	31,9	52,8	70,8	48,9	35,3	45,3	55,2	65,2	75,2
	Сезонные $K \cdot 10^{-3}$								
	7,1	8,0	14,0	8,8	6,7	6,6	9,1	10,0	14,6

$H_{пл} \geq 0$ мм									
n	62	68	63	47	21	22	21	22	24
K_0/K	0,84	0,76	1,00	0,91	0,87	0,90	0,89	0,88	0,905
$K_{0\%}/K$	0,35	0,31	0,49	0,29	0,54	0,64	0,37	0,84	0,32

$H_{пл} \geq 1$ мм									
n	34	33	29	19	11	13	12	12	13
K_0/K	0,86	0,78	0,98	0,93	0,88	0,90	0,89	0,87	0,91
$K_{0\%}/K$	0,61	0,59	0,66	0,88	0,88	0,68	0,81	0,76	0,66

$H_{пл} \geq 5$ мм									
n	10	10	12	6	2	1	1	1	2
K_0/K	0,91	1,06	1,09	0,95					
$K_{0\%}/K$	1,01	1,08	0,97	1,08					

Относительные же ошибки для всех дождей, включая и слабые ($H_{пл} \geq 0$), существенно выше минимальных. Сильно

расходятся в этом случае и коэффициенты K и $K_{0\sigma}$. Однако с ростом слоя осадков эти ошибки, так же как и различия коэффициентов K и $K_{0\sigma}$, резко убывают. Таким образом, ясно, что для того, чтобы избежать неоправданно большого влияния слабых дождей на коэффициент согласования, можно определить его либо из равенства сезонных сумм осадков, либо из минимума средней квадратической ошибки за дождь и ни в коем случае нельзя определить его из условия минимума средней квадратической относительной ошибки.

Для полигонов площадью 100 км^2 даже для дождей со слоем осадков больше 1 мм $\sigma_{0\sigma}$ может быть меньше σ_{Σ} на $15-20\%$.

Таким образом, данные о минимальных средних квадратических относительных ошибках могут привести к необоснованному представлению о повышенных качествах радиолокационного измерения среднего слоя осадков для относительно небольших площадей и сравнительно слабых дождей со слоем осадков $1-2 \text{ мм}$.

§ 4. ВЛИЯНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ПАРАМЕТРА K ОТ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ НА ТОЧНОСТЬ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

В конце § 5 главы IV описывается способ учета возможного влияния интенсивности осадков на коэффициент согласования K . Этот способ предусматривает разбиение всех случаев наблюдений по группам, в каждой из которых основной вклад в осадки вносит интенсивность заданного диапазона. Выбор диапазона интенсивностей для каждой группы представляет определенные сложности. С одной стороны, для более точного нахождения зависимости $K_B(I)$ требуется подробное разбиение по малым интервалам изменения I . С другой стороны, в силу недостаточной статистики сравнительных наблюдений в узкие интервалы изменения I попадет слишком мало случаев, что приведет к большому случайному разбросу точек на графике $K_B(I)$.

Принимая во внимание указанные соображения и накопленный опыт работы с материалом радиолокационных наблюдений, интервал изменения интенсивности осадков в каждой группе был принят таким, чтобы мощность отраженного от осадков сигнала изменялась не более чем на 10 дБ . Так как на применявшейся нами радиолокационной станции изолинии радиоэхо следовали через $3,3 \text{ дБ}$, то это означало, что в первую группу попадали дожди, основной вклад в которые вносили такие интенсивности, при которых мощность отраженного сигнала $\bar{P}_r$ не превышала $\bar{P}_{r0}$ более чем на 10 дБ , во вторую группу — на $10-20 \text{ дБ}$ и т. д.

На рис. 19 нанесены значения $K_B = \frac{\sum H_{пл}}{\sum H_{рл}}$, найденные для каждой группы дождей. По оси абсцисс отложены значения $B = 10 \lg \frac{\bar{P}_r}{\bar{P}_{г0}}$. Точки отнесены к серединам соответствующих интервалов. Легко видеть, что с увеличением интенсивности осадков (с ростом B) величина K_B убывает. Отмеченная закономерность особенно отчетливо проявляется на

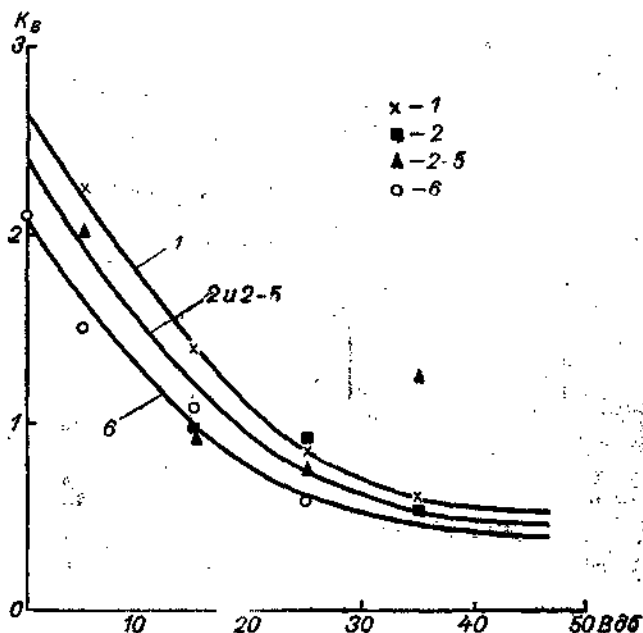


Рис. 19. Характер зависимости коэффициента согласования от интенсивности дождя для полигонов 1, 2, 2-5, 6.

полигонах 1 и 6. В то же время для полигонов 2 и 2-5 столь четкой зависимости не обнаружено. Эти полигоны занимают промежуточное положение по расстоянию от радиолокатора по сравнению с полигонами 1 и 6. Поэтому правильнее проводить соответствующие кривые $K_B(B)$ для полигонов 2 и 2-5 (в нашем случае эти кривые совпали) между кривыми для полигонов 1 и 6. Ясно, что при этом введение поправочного множителя K_B вряд ли заметно уменьшит ошибки измерений на полигонах 2 и 2-5. Однако проведение поправочной кривой в данном случае по реальным точкам привело

бы к резкому различию в ходе кривых для разных полигонов, что физически нельзя считать оправданным.

Итак, приняв значения K_B для разных полигонов в соответствии с рис. 19, можно определить исправленные радиолокационные слои осадков за каждый дождь $H'_{ра}$ по методике, описанной в § 5 главы IV. Расчеты были выполнены при $b=1,5$. Полученные результаты представлены в табл. 17—19, содержащих значения ошибок разной обеспеченности для отдельных дождей и декад и изменчивость коэффициента согласования K по декадам и месяцам.

Таблица 17

Ошибки различной обеспеченности радиолокационного измерения количества осадков за отдельный дождь при учете зависимости коэффициента согласования от интенсивности осадков на полигонах площадью 100 и 400 км²

Обеспеченность, %	Слой осадков, мм					
	>0	>1	>5	>0	>1	>5
	100 км ²			400 км ²		
50	48	36	28	58	30	40
75	77	60	42	120	50	70
90	188	89	58	200	65	88

Таблица 18

Ошибки различной обеспеченности радиолокационного измерения декадных сумм осадков при учете зависимости коэффициента согласования от интенсивности осадков на полигонах площадью 100 и 400 км²

Обеспеченность, %	Слой осадков, мм			
	>0	>2	>0	>2
	100 км ²		400 км ²	
50	18	18	20	20
75	30	26	23	23
90	60	45	27	27

Сравнение табл. 17—19 с табл. 10—12 указывает на некоторое повышение точности радиолокационных измерений при учете зависимости коэффициента согласования от интенсивности осадков. Это сказывается на уменьшении ошибок измерений и колебаний коэффициентов K . Однако выражено оно сравнительно слабо и это, по-видимому, свидетельствует о том, что основной вклад в ошибки радиолокационных из-

мерений вносят не колебания интенсивности осадков, а другие факторы. С другой стороны, статистика наблюдений столь мала, что в некоторых случаях улучшения за счет учета интенсивности могут быть скрыты случайными ошибками.

Таблица 19

Месячные и декадные колебания коэффициентов согласования относительно сезонной величины при учете их зависимости от интенсивности осадков

Период	Номер полигона				Период	Номер полигона			
	1	2	6	2-5		1	2	6	2-5
Июнь 1965 г.	1,36	0,72	1,01	—	11-20 VII	—	0,32	0,0	1,34
Июль 1965 г.	1,13	1,30	1,16	1,32	21-31 VII	1,03	1,45	1,36	1,59
Август 1965 г.	0,77	0,97	0,88	0,798	1-10 VIII	0,77	0,96	0,87	0,77
1-10 VI	—	0,45	1,01	—	11-20 VIII	0,79	1,12	1,43	0,93
11-20 VI	1,20	1,30	0,93	—	21-31 VIII	—	—	—	—
21-30 VI	1,30	1,00	1,04	—	1-12 IX	0,94	0,83	0,95	0,86
1-10 VII	1,22	1,20	1,06	1,08					

Рассмотрение табл. 19 приводит к выводу, что даже при учете интенсивности осадков сезонные колебания коэффициентов согласования могут достигать нескольких десятков процентов.

§ 5. НЕКОТОРЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ

При сравнении результатов радиолокационных измерений количества осадков, проведенных в 1964—1965 гг., с данными плотной плевометрической сети установлена относительно невысокая точность радиолокационного метода. Наряду с очень хорошим совпадением радиолокационных сумм осадков в ряде дождей с истинными значениями нередко ошибки, достигающие 100% и более. Использование коэффициентов согласования, полученных на основе наблюдений одного сезона, для обработки данных последующих лет увеличивает ошибки, так как тарировки в различные сезоны и для разных районов оказываются различными. Основной причиной ошибок является неустойчивость связи $\bar{P}$ и I , обусловленная прежде

всего вариациями спектра размеров капель. Технические ошибки, такие, как погрешности радиотехнических измерений и неточности определения параметров радиолокатора, играют второстепенную роль.

В связи с этим повышение точности становится главной задачей дальнейших работ по усовершенствованию методов применения радиолокации для измерения осадков.

Некоторые возможности улучшения точности радиолокационной информации вытекают из опубликованных за последние годы результатов изучения осадков как объекта радиолокационного наблюдения. Кодаира [76] использовал для расчета отражаемости и поглощения многочисленные данные о концентрации и распределении капель по размерам в дождях различного типа при различной интенсивности выпадающих осадков, полученные Фудзиварой [53]. Он показал, что при неизменной интенсивности отражаемость может изменяться почти в 10 раз. В то же время соответствующие отклонения затухания оказались существенно меньше. При постоянной интенсивности осадков затухание может изменяться только в 2 раза. Обсуждая полученные результаты, Кодаира приходит к очевидному выводу о большей точности измерения при использовании связи между затуханием радиоволн и интенсивностью дождя.

Годар [54] провел исследования затухания радиоволн в осадках на волне 0,86 см. Его расчеты затухания по точным формулам Ми на основании экспериментальных данных Келкара [71] показывают прямую пропорциональную связь между интенсивностью дождя и затуханием. Собственные эксперименты Годара в основном подтвердили результаты расчетов. Заметный разброс значений затухания при постоянной интенсивности обнаруживается только для малоинтенсивных дождей. Однако указанный разброс вполне объясняется неустойчивостью показаний pluviографов, использованных в наземных измерениях, при малой интенсивности осадков. Результаты Годара хорошо согласуются с данными других авторов.

В. М. Мучник [16] провел измерения спектра размеров и концентрации дождевых капель в осадках над экспериментальным метеорологическим полигоном на Украине. Обработав полученные данные, Мучник нашел, что даже в пунктах, разнесенных на несколько десятков километров, для дождей одного и того же дня уравнение связи практически одинаково. Аналогичные измерения и расчеты, проведенные И. В. Грицкивым и В. И. Цыкуновым в 1965 г. для района Валдайской возвышенности, также показали устойчивость коэффициентов связи во времени, хотя и за срок только 2—3 часа. Эти результаты согласуются с обнаруженным на Валдае совпадением знака ошибок при радиолокационном из-

мерении полусуточного слоя осадков на разнесенных площадях.

Симс [92] исследовал вариации наземного спектра размеров капель дождя и репрезентативность коэффициентов $Z-I$ -соотношений, полученных в одной точке для всей площади дождя. В большинстве случаев Симс получал высокую корреляцию коэффициентов $Z-I$ -соотношений в точках, разнесенных на 32 км. Существенное различие коэффициентов найдено только для дождя, представлявшего сочетание фронтального ливня с обложными осадками.

Основываясь на приведенных результатах, можно представить более точный радиолокационный метод измерения осадков, сохраняющий возможность быстрого получения информации для обширной площади. Метод потребует некоторого усложнения радиолокационной аппаратуры и может быть условно назван способом текущей самотарировки радиолокатора.

Принцип измерения сводится к регулярной тарировке радиолокатора, измеряющего осадки обычным методом, основанным на использовании $Z-I$ -соотношения. Тарировка состоит в нахождении коэффициентов уравнения связи. Сведения об интенсивности осадков, необходимые для тарировки, получают наблюдением за ближайшими зонами осадков на волне, имеющей большое затухание.

Для того чтобы метод оказался практически осуществимым, необходимо выбрать такую длину волны, для которой затухание в осадках достаточно велико. Представляется, что для первых опытов целесообразно использовать волны 10 и 0,86 см. Конечно, при реально достижимых потенциалах радиолокатора с волной 0,86 см можно будет получить данные о затухании только для части очагов осадков, расположенных вблизи радиолокатора и не экранированных интенсивными ливнями. Опыт наблюдений на станции МРЛ-1 показывает, что обнаружение дождей на удалении порядка 50 км вполне осуществимо. Возможно также, что окажется необходимым использовать в миллиметровом канале устройства для выделения слабых сигналов. Подобные устройства уже разработаны и применяются.

Можно предположить, что допущения о свойствах осадков, на которых основывается предлагаемый метод измерения, в некоторых случаях не будут выполняться, но и при этом количество грубо ошибочных измерений должно резко сократиться. «Текущая самотарировка» при измерении осадков на радиолокационной станции может быть осуществлена несколькими способами. Оптимальный метод, в котором будут сочетаться точность, простота и оперативность, будет найден только после накопления достаточного опыта.

Рассмотрим более подробно предлагаемый метод измерения осадков. Для реализации метода необходима радиолокационная станция, работающая на двух длинах волн, диаграммы направленности антенной системы которой в обоих диапазонах одинаковы, а их оси совмещены с достаточной точностью. На волне, не затухающей при распространении в осадках, измеряется радиолокационная отражаемость осадков Z_e . Интенсивность осадков определяется на основании соотношения $Z_e = A I^b$. Коэффициенты этого соотношения могут быть определены на основании только радиолокационных измерений Z_e и затухания на двух длинах волн. Действительно, мощность сигналов на входе приемников радиолокатора в обоих диапазонах волн можно записать как

$$\bar{P}_{r1} = \frac{C_1 Z_{e1}}{R^2}, \quad (5.1)$$

$$\bar{P}_{r2} = \frac{C_2 Z_{e2}}{R^2} 10^{-0,2 \int_0^R k_2 dR}, \quad (5.2)$$

где C_1, C_2 — константы; Z_{e1}, Z_{e2} — радиолокационные отражаемости на волнах λ_1 и λ_2 ; R — расстояние; k_2 — коэффициент ослабления в осадках на волне λ_2 (в дБ/км). Если в радиолокационной станции предусмотрена коррекция сигналов на квадрат расстояния, то (5.1) и (5.2) следует писать в виде

$$\bar{P}_{r1}^* = C_{11} Z_{e1}, \quad (5.3)$$

$$\bar{P}_{r2}^* = C_{12} Z_{e2} 10^{-0,2 \int_0^R k_2 dR}, \quad (5.4)$$

где C_{11}, C_{12} — константы, определяемые параметрами радиолокатора и схемы коррекции.

Для любой пары точек, лежащих внутри зоны осадков и, конечно, вдоль луча радиолокатора, расстояния до которых R' и R'' , логарифмы отношения мощностей сигналов на двух длинах волн равны

$$\lg \left(\frac{\bar{P}_{r1}}{\bar{P}_{r2}} \right)' = \lg \frac{C_1}{C_2} + \lg \left(\frac{Z_{e1}}{Z_{e2}} \right)' + 0,2 \int_0^{R'} k_2 dR, \quad (5.5)$$

$$\lg \left(\frac{\bar{P}_{r1}}{\bar{P}_{r2}} \right)'' = \lg \frac{C_1}{C_2} + \lg \left(\frac{Z_{e1}}{Z_{e2}} \right)'' + 0,2 \int_0^{R''} k_2 dR. \quad (5.6)$$

Разность логарифмов отношений мощностей

$$\Delta = \lg \left(\frac{Z_{e1}}{Z_{e2}} \right)' - \lg \left(\frac{Z_{e1}}{Z_{e2}} \right)'' + 0,2 \int_{R''}^{R'} k_2 dR. \quad (5.7)$$

Как уже указывалось, коэффициент ослабления на волне 0,86 см связан с интенсивностью осадков линейно, поэтому

$$k_2 = k_0 I. \quad (5.8)$$

Предполагая, что спектр размеров капель мало изменяется в пределах выбранной зоны осадков, можно опустить первый член в правой части (5.7), тогда

$$\Delta = 0,2k_0 \int_{R''}^{R'} I dR \quad (5.9)$$

или

$$\bar{I} = \frac{\Delta}{0,2k_0 \Delta R}. \quad (5.10)$$

где $\bar{I}$ — среднее значение I на отрезке (R', R'') . Одновременно с измерением $\bar{I}$ можно определить среднее значение $\bar{Z}_e$ на том же отрезке (R', R'') и получить пару значений $\bar{Z}_e$ и $\bar{I}$. Повторяя такие измерения многократно в различных частях зоны осадков, можно отыскать средние значения коэффициентов соотношения между $\bar{Z}_e$ и $\bar{I}$. Если же подтвердится вывод о слабой зависимости точности радиолокационных измерений от параметра b , то задача значительно упростится. Считая b заданным, необходимо будет найти лишь коэффициент пропорциональности A . Длины отрезков (R', R'') для измерения ослабления на волне λ_2 должны быть выбраны из условия обеспечения необходимой точности измерения величины I . Важным достоинством предлагаемого метода измерения количества осадков является то, что он исключает необходимость абсолютной калибровки радиолокатора, что существенно уменьшает аппаратные погрешности измерений. Определение коэффициентов $Z-I$ соотношения может быть автоматизировано. Это позволит производить тарировку радиолокатора через короткие отрезки времени, что может оказаться необходимым при неустойчивой синоптической обстановке в районе наблюдений.

Если изложенные соображения окажутся правильными, то можно надеяться, что при использовании для измерения осадков двухволнового радиолокатора удастся получить метод, достаточно оперативный и точный, и при этом сохранить возможность обзора большой площади из одного пункта наблюдений. Последнее свойство, конечно, явится решающим при оценке экономических преимуществ измерения количества осадков радиолокационными средствами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сложность организации и проведения массовых сравнительных наблюдений обусловила относительно малое количество обстоятельных экспериментальных исследований, выполненных до настоящего времени. Большая часть опубликованных статей содержит данные эпизодических наблюдений или результаты некоторых упрощенных расчетов.

Именно поэтому, заканчивая книгу, полезно привести данные непосредственных сравнительных наблюдений (см. приложение) и сформулировать те выводы, к которым мы пришли в результате двухлетнего эксперимента.

1. Дожди, дающие слои осадков более 1 мм, надежно фиксируются радиолокационной станцией 3-см диапазона (типа АРС-3) в радиусе до 80 км. При этом следует иметь в виду, что из-за помех от местных предметов ближайшая окрестность станции (до $R=20-30$ км) оказывается «мертвой зоной» с точки зрения измерения количества осадков.

2. Принимая, что $I=K(\bar{P}_r)^{1/b}$, необходимо иметь в виду, что параметр K существенно зависит от расстояния. По данным наблюдений 1965 г. в районе г. Валдая, оказалось, что K возрастает с расстоянием примерно на 0,06—0,08 дБ/км. Существенное влияние на изменение K с расстоянием оказывает, видимо, затухание радиоволн при распространении до очага осадков и обратно. В связи с этим можно ожидать, что зависимость сезонных коэффициентов согласования от расстояния будет более сильной для дождливых районов земного шара и более слабой — для сухих районов. Кроме того, на ход кривой $K(R)$ могут влиять и такие факторы, как орografia, особенности конкретного сезона и др.

3. При выборе коэффициентов согласования из условия совпадения суммы осадков за сезон ошибки радиолокационных измерений слабо зависят от параметра b рабочей формулы при изменении b от 1,3 до 2,5.

В связи с этим материалы наблюдений, проводимых в разное время в различных районах земного шара, целесообразно

но обрабатывать при одном и том же значении параметра b , что позволит легко сравнивать между собой полученные результаты и выделять их сезонные и географические особенности.

4. При известных значениях сезонных коэффициентов согласования точность радиолокационных измерений полусуточных и суточных слоев осадков на площадях до 400 км^2 эквивалентна точности, обеспечиваемой наземной сетью с плотностью один прибор на $300\text{--}400 \text{ км}^2$.

При создании специальной стабильной радиолокационной станции с автоматической обработкой данных можно рассчитывать на следующую точность измерения слоя осадков за дождь: на площадях более 100 км^2 ошибки в подавляющем большинстве случаев будут не более $30\text{--}40\%$. В одном случае из десяти эти ошибки, видимо, превзойдут 50% и в очень редких случаях (один раз из $25\text{--}30$ случаев) эти ошибки могут достигать 100% . Приведенные цифры относятся к дождям, дающим слой осадков более 1 мм . Для более слабых дождей ошибки могут быть значительно выше.

5. В настоящее время мы не располагаем сведениями о характере колебаний коэффициентов согласования от сезона к сезону. Если эти колебания значительны, то радиолокационные измерения осадков с использованием коэффициента K , определенного по данным предыдущего сезона, могут привести к заметно более высоким ошибкам по сравнению с приведенными в п. 4.

6. Указанное обстоятельство, а также сравнительно большие ошибки измерений даже при отсутствии заметных колебаний коэффициентов согласования от сезона к сезону приводят к необходимости поисков принципиально других возможностей использования радиолокации для определения количества осадков. Одна из таких возможностей обсуждена в § 4 главы V.

7. Надежность радиолокационного обнаружения сильных осадков, принципиальные преимущества метода по сравнению с методом осадкомеров (оперативность, большая площадь обзора и др.), а также перспективы его возможного улучшения позволяют думать, что радиолокационные методы займут определенное место в системе регулярной службы наблюдений за осадками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баттан Л. Д. Радиолокационная метеорология. Гидрометеониздат, Л., 1962.
2. Боровиков А. М., Костарев В. В., Шупяцкий А. Б. Некоторые итоги радиолокационных наблюдений за эволюцией мощных кучевых и кучево-дождевых облаков и за результатами искусственного воздействия. Труды Всесоюзного совещания по активным воздействиям на градовые процессы. Тбилиси, 1964.
3. Горелик А. Г., Мельничук Ю. В., Черников А. А. Связь статистических характеристик радиолокационного сигнала с динамическими процессами и микроструктурой метеобъекта. Труды ЦАО, вып. 48, 1963.
4. Горелик А. Г., Смирнова Г. А. О связи водности и интенсивности осадков с радиолокационной отражаемостью метеобъекта при различных параметрах распределения капель по размерам. Труды ЦАО, вып. 48, 1963.
5. Горелик А. Г., Черников А. А. Некоторые вопросы радиолокации множественной цели. Труды ЦАО, вып. 57, 1964.
6. Димаксян А. М., Зотимов Н. В. Метод градуировки радиолокатора по интенсивности дождя. Метеорология и гидрология, № 12, 1963.
7. Кирюхин Б. В., Курзнер А. Б. Определение критического размера капель воды и растворов поверхностноактивных веществ при их разбрызгивании. Сб. «Проблемы физики атмосферы», № 2, ЛГУ, 1963.
8. Котов Н. Ф. Радиолокационные характеристики ливней и гроз. Труды ЦАО, вып. 102, 1960.
9. Котов Н. Ф. Радиолокационное измерение количества жидких осадков на больших площадях. Труды ГГО, вып. 159, 1964.
10. Лебедев А. Н. Климат СССР (вып. 1). Европейская территория СССР. Гидрометеониздат, Л., 1958.
11. Лебедев А. Н. Продолжительность дождей на территории СССР. Гидрометеониздат, Л., 1964.
12. Литвинов И. В. Функция распределения жидких осадков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1956.
13. Мазин И. П., Скосырева В. Д. Форма полос падения и их изображение на радиолокационных нефограммах, а также связь с микроструктурой падающих частиц. Труды ЦАО, вып. 35, 1960.
14. Маркович М. Л., Мучник В. М. Опыт дистанционного измерения количества осадков радиолокационным методом. Труды УкрНИГМИ, вып. 36, 1961.
15. Маркович М. Л., Мучник В. М., Сиротюк Л. В. Некоторые данные о строении и развитии грозовых ливней, полученные на основании радиолокационных наблюдений. Труды УкрНИГМИ, вып. 26, 1961.

16. Мучник В. М. О точности измерения интенсивности дождей радиолокационными методами. Метеорология и гидрология, № 2, 1961.
17. Мучник В. М. Некоторые вопросы измерения количества осадков радиолокационными методами. Труды УкрНИГМИ, вып. 26, 1962.
18. Мучник В. М. О точности измерения интенсивности дождей радиолокационными методами. Труды УкрНИГМИ, вып. 26, 1962.
19. Полякова Е. А. и Шифрин К. С. Микроструктура и прозрачность дождей. Труды ГГО, вып. 42, 1953.
20. Распространение УКВ. Изд-во «Советское радио», М., 1954.
21. Сальман Е. М. Радиолокационные исследования ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 72, 1957.
22. Справочник по геофизике. Изд-во «Наука», М., 1965.
23. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1966.
24. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. Гостехиздат, М.—Л., 1951.
25. Шуляцкий А. Б. Радиолокационное измерение осадков по методу эталонной цели. Труды ЦАО, вып. 22, 1957.
26. Шуляцкий А. Б. Радиолокационное измерение интенсивности и некоторых других характеристик осадков. Гидрометеиздат, М.—Л., 1960.
27. Aoyagi I. A comparison between radar and ground areal rainfall. Proc. 10th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, 1963.
28. Aoyagi I. Areal rainfall and a raingage network. Proc. 11th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, Mass. 1964.
29. Atlas D. Preliminary report on new techniques in quantitative analysis of rainstorms. Rept AWW 7—4, pt 1, Dayton, Ohio, AMC, Wright-Patterson AFB, 1947.
30. Atlas D. Some experimental results of quantitative radar analysis of rainstorms. Rept AWW 7—4, pt 11, Dayton, Ohio, AMC, Wright-Patterson AFB, 1948.
31. Atlas D. Device to permit radar contour mapping of rain intensity in rainstorms. U. S. Patent No 2656531, 1953.
32. Atlas D. Advances in radar meteorology. Advances in Geophysics, vol. 10, Acad. Press Inc., New York, 1964.
33. Atlas D. a. Chmela A. C. Physical-synoptic variations of drop-size parameters. Proc. 6th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, 4, 21—29, 1957.
34. Austin P. M. a. Williams E. L. Comparison of radar signal intensity with precipitation rate. Tech. Rept No 14, Cambridge, Mass., Weather Radar Res., Mass. Inst. of Technology, 1951.
35. Austin P. M. a. Geotis S. The radar equation parameters. Proc. 8th Weather Radar Conf. Am. Met. Soc., Boston, 1960.
36. Austin P. M. Radar measurements of precipitation rate, Proc. 11th Weather Radar Conf. Am. Met. Soc., 1964.
37. Battan L. J. Radar Meteorology. Univ. Chi Press, Chi, Illinois, 1959.
38. Best A. C. The size distribution of raindrops. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 76, 1950.
39. Blanchard D. C. Raindrop size distribution in Hawaiian rains. J. Met., vol. 10, 1953.
40. Boucher R. J. Results of measurement of raindrop size. Proc. Conf. on Water Resources, Illinois State Water Survey, Bull. 41, Urbana III, 1951.
41. Boyenval E. H. Echoes from precipitation using pulsed Doppler radar. Proc. 8th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, 1960.
42. Bradley T., Farnesle A., Hexter P., Lukaschewsky B. An engineering evaluation of ST RADAR. Proc. 11th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc. Boston, Mass., 1964.

43. Bunting D. C. a. Latour M. H. Radar rainfall studies in Ohio. *Bull. Am. Met. Soc.*, XXXII, 1951.
44. Byers H. R. a. coll. The use of radar in determining the amount of rain falling over a small area. *Trans. Am. Geophys. Union*, XXIX, 1948.
45. Cartmill R. H. Rainfall rate measurement using two radar sets of different wave lengths. *Proc. 10th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston*, 1963.
46. Caton P. G. F. A study of raindrop size distributions in the free atmosphere. *Proc. 11th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston*, 1964.
47. Chernikov A. A. a. Kessler E. E. The radar measurement of areal rainfall. *WMO, Geneva*, 1965.
48. Collis R. T. H. Radar precipitation measurements. *Proc. 9th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, Mass.*, 1961.
49. Collis R. T. H. Radar precipitation measurements. *Proc. 11th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc.*, 1964.
50. Donaldson R. J. Range distortion of thunderstorm reflectivity structure. *Proc. 9th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston*, 1961.
51. Flanders A. F. Project report on the weather bureau's radar hydrology program. *Proc. 10th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston*, 1963.
52. Fujiwara M. An analytical investigation of the variability of size distribution of raindrops in convective storms. *Proc. 8th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston*, 1960.
53. Fujiwara M. Z—R Equation in various storms. *Proc. 11th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston*, 1964.
54. Godard S. Propriétés de l'atténuation par la pluie des ondes radio-électriques dans la bande 0,86 cm. *J. rech. atmosph.*, 2, 4, 1965.
55. Gunn K. L. S. a. Marshall J. S. Effect of wind shear on falling precipitation. *J. Met.*, vol. 12, 1955.
56. Gunn K. L. S. a. East T. W. R. The microwave properties of precipitation particles. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, vol. 80 (346), 1964.
57. Hardy K. R. a. Dingle A. N. Raindrop-size distributions in a cold frontal shower. *Proc. 8th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston*, 1960.
58. Hardy K. R. The development of raindrop size distributions and implications related to the physics of precipitation. *J. Atm. Sci.*, vol. 20, 1963.
59. Higgs A. J. The measurement of precipitation by radar. *Proc. 3rd Weather Radar Conf., Montreal, McGill Univ.*, D49—D50, 1952.
60. Hiser H. W., Seinn H. V. a. Conover L. F. Rainfall measurement by radar using photographic integration techniques. *Trans. Am. Geophys. Union*, XXXIX, 1958.
61. Hitschfeld W. a. Bordan J. Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *J. Met.*, vol. 11, 1954.
62. Hood A. D. Quantitative measurements at 3 cm and 10 cm of radar echo intensity from precipitation. *National Research Council of Canada*, Rept No 2155, 1950.
63. Hooper J. E. N. a. Kippax A. A. Radar echoes from meteorological precipitation. *Proc. Inst. Elect. Engineers*, XCVII, 1950.
64. Imai I., Fujiwara M., Ichimura I. a. Yoshihara Z. On the radar reflectivity and drop-size distribution of rain. *J. Met., Tokyo*, vol. 7, 1955.
65. Imai I. Raindrop-size distribution and Z—R relation ships. *Proc. 8th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston*, 1960.
66. Imai I. A fitting equation for raindrop-size distributions in various weather situation. *Proc. 11th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc.*, 1962.

67. Jones D. M. A. 3- and 10-cm wavelength radiation backscatter from rain. Proc. 5th Weather Radar Conf., 1955.
68. Jones D. M. A. Rainfall drop-size distribution and radar reflectivity. Illinois State Water Survey, Met. Lab. Res. Rept № 6. 1956.
69. Jones D. M. A. a. Mueller E. A. Relationship between Z and R as deduced from drop-size distributions. Proc. 8th Weather Radar Conf., 1960.
70. Juillerat R. a. Godard S. Étude de la corrélation entre l'atténuation atmosphérique d'une onde E. M. et l'intensité de pluie. Internal company report dated April 17, (1963), Lignes Télégraphiques et Téléphoniques, Paris, 1963.
71. Kelkar V. N. Size distribution of raindrops, parts I, II, III. Indian J. Met. Geophys., vol. 10, 11, 1959.
72. Kessler E. III, Russo J. A. Jr. A program for the assembly and display of radar-echo distributions. J. Appl. Met., vol. 2, № 5, 1963.
73. Kessler E. III, Russo J. A. Jr. Statistical properties of weather radar echoes. Proc. 10th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, Mass., 1963.
74. Kodaira N. Radar areal-rainfall measurements. Proc. 9th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, 1961.
75. Kodaira N. Some use of a storage tube for weather radar. Proc. 10th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, Mass., 1963.
76. Kodaira N. The radar wave attenuation caused by precipitation particles. Pap. Met. a. Geophys., vol. XIV, № 3—4, Tokyo, Japan, 1963.
77. Laws J. O. a. Parsons D. A. The relation of raindrop size to intensity. Trans. Am. Geophys. Union, vol., 24, 1943.
78. Leber G. W., Merritt C. J. a. Robertson J. R. WSR-57 analysis of heavy rains Proc. 9th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, 1961.
79. Lhermitte R. M. La mesure absolue des vitesses de la chute des particules des précipitations à l'aide d'un radar. C. r. Acad. Sci., 1959.
80. Marshall J. S., Langille R. C. a. Palmer W. Measurement of rainfall by radar. J. Met. vol., IV, 1947.
81. Marshall J. S. a. Palmer V. Mck. The distribution of raindrops with sizes. J. Met. vol. 5, № 4, 1948.
82. Mason B. J. On the formation of raindrops and hailstorms. Adv. Sci., 22, № 103, 1966.
83. Mie G. Beiträge zur Optik trüber Medien, Speziell kolloidaler Metal-lösungen. Ann. Phys., XXV, 3, 1908.
84. Mueller E. A. a. Jones D. M. A. Drop-size distribution in Florida. Proc. 8th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, 1960.
85. Mueller E. A. A study of the radar precipitation attenuation as deduced from drop-size distributions. World Conf. Radio Met. inc. 11th Weather Radar Conf., Boulder, Colo., 1964.
86. Niessen C. W., Geotis S. G. A signal level quantizer for weather radar. Proc. 10th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, Mass. 1963.
87. Probert-Jones J. R. The radar equation in meteorology. Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 88, 1962.
88. Ramana Murty Bh. V. a. Gupta S. C. J. Sci. Industr. Res., vol. 18a, 1959.
89. Rigby E. C., Marshall J. S. a. Hitschfeld W. The development of the size distribution of raindrops during their fall. J. Met., vol. 11, 1954.
90. Rogers C. W. C. a. Wexler R. Rainfall determination from 0.86 and 1.82 cm radar measurement. Proc. 10th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, 1963.
91. Ryde J. W. Attenuation of centimetre radio waves and the echo intensities resulting from atmospheric phenomena. Inst. Elec. Engrs, London, J. Pt. 3A, 93(1), 1946.

92. Sims A. L. Case studies of the areal variations in raindrop size distributions. World Conf. Radio Met. inc. 11th Weather Radar Conf., Boulder, Colo., 1964.
93. Sivaramakrishnan M. V. Studies of raindrop size characteristics in different types of tropical rain using a simple raindrop recorder. Indian J. Met. Geophys., vol. 12, 1961.
94. Stephens J. J. Radar characteristics of an exponential dropsize distribution with application to a dual-frequency system. EEPL Report u. N. S. F. G. NSF G 22 115, Univ. of Texas Austin, 1962.
95. Stout G. E. a. Neil J. C. Utility of radar in measuring areal rainfall. Bull. Am. Met. Soc., XXXIV, 1953.
96. Tarble R. D. The use of multiple exposure radar photographs in the weather bureau's hydrologic program. Proc. 8th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc. Boston, Mass., 1960.
97. Teague Jack L. NSSL radar-hydrology program. Techn. Note U. S. Dept. Commerce Weather Bur., 3, NSSL-24, 1965.
98. Tolbert C. W., Gerhardt J. R. Measured rain attenuation of 4.3 mm wavelength radio signals. Elec. Eng. Lab. Rept. No. 83, Univ. of Texas, Austin, 1956.
99. Tolbert C. W., Gerhardt J. R., Bahn W. W. Rainfall attenuation of 2.15 mm radio wavelengths. Elec. Eng. Res. Lab. Rept. No. 109, Univ of Texas, Austin, 1959.
100. Walker G. B., Lamberth L. S. a. Stephens J. J. Dual-frequency radar observations of precipitation. J. Appl. Met., vol. 3, 1964.
101. Wein M. The electronic correction for attenuation of 3,2 cm radar signals from rain. Proc. 9th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, 1961.
102. Wein M., Gunn K. L. S. Operational CAPPI and facsimile: twelve months of appraisal and development. Proc. 11th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, Mass., 1964.
103. Wexler R. Radar detection of a frontal storm 18 June 1946. J. Met., vol. IV, 1947.
104. Wexler R. Rain intensities by radar. J. Met., vol. V, 1948.
105. Wexler R. Influence of reflectivity distributions aloft on the radar detection of precipitation. Proc. 9th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, 1961.
106. Wexler R., Atlas D. Radar reflectivity and attenuation of rain. J. Appl. Met., vol. 2, 1963.
107. Wilson J. W. Relationship between gage-measured precipitation rates and radar echo intensities. Proc. 10th Weather Radar Conf., Am. Met. Soc., Boston, 1963.
108. Wilson J. W. Evaluation of precipitation measurements with the WSR-57 radar. J. Appl. Met., vol. 3, 1964.

Данные о среднем по полигону слое осадков за дождь по радиолокационным и плевниографическим измерениям (г. Валдай, 1965 г.)

Приведены данные о слоях осадков, наблюдавшихся в течение летнего сезона 1965 г., измеренных радиолокационным и плевниографическим методами. Случаи, когда радиолокационные измерения по тем или иным причинам не проводились, а также случаи, когда зарегистрированные на земле осадки не были отмечены радиолокатором, в эти таблицы не вошли. Если радиолокационные измерения не проводились в течение только части времени дождя, то из суммы осадков по плевниографу исключалась соответствующая часть (отмечено в таблицах звездочкой). Как правило, продолжительность дождя по плевниографическим данным больше, чем по радиолокационным. Это в значительной степени связано с большей инерционностью плевниографа как измерительного прибора. Один дождь по плевниографу часто состоит из нескольких дождей по локатору.

Слой осадков по радиолокатору ($H_{рл}$) и осадкомерной сетки ($H_{па}$), приведенные в таблицах, представляют собой средние слои на площади контрольных полигонов.

Слой осадков за дождь по радиолокационным измерениям ($H_{рл}$) рассчитан при тарировке радиолокатора методом приравнивания слоев осадков за сезон, полученных радиолокационным методом и по данным осадкомерной сети. Показатель b в расчетной формуле принят равным 1,5.

№ п/п	Дата	Начало дождя (по плевнио- графу)	Продолжительность дождя, час. мин.		Слой осадков за дождь, мм	
		час. мин.	по радио- локатору	по плевнио- графу	$H_{рл}$	$H_{па}$

Полигон 1 (100 км²)

1	12 VI	12 00	2 39	3 23	3,01	2,0*
2	12-13 VI	18 10	4 09	15 20	0,515	2,12*
3	19 VI	15 50	2 39	10 10	0,926	1,4
4	20 VI	12 51	12	09	0,063	0,0
5	20 VI	16 40	12	2 55	0,047	0,1
6	21 VI	5 09	2 12	8 32	1,36	3,3
7	24 VI	7 05	40	3 20	0,164	0,2
8	24 VI	14 30	1 25	50	3,15	4,0
9	25 VI	11 10	45	2 50	0,42	0,8
10	25 VI	18 00	2 05	2 25	5,36	6,4
11	25 VI	22 45	15	15	0,0057	0,0
12	27 VI	17 55	1 35	5 55	2,33	2,3*
13	28 VI	16 35	10	1 15	0,036	0,1
14	29-30 VI	14 00	6 15	17 00	3,51	6,6
15	30 VI	10 25	3 15	7 35	1,22	1,3*
16	1 VII	9 20	6 55	8 47	2,54	13,4*
17	1 VII	20 25	20	55	0,495	0,5
18	1 VII	22 00	20	40	0,0071	0,1

№ п/п	Дата	Начало дождя (по пlynно- графу)	Продолжительность дождя, час. мин.		Слой осадков за дождь, мм	
		час. мин.	по радио- локатору	по пlynно- графу	$H_{рл}$	$H_{пл}$
19	3 VII	11 27	1 25	7 03	4,26	1,2 *
20	4 VII	10 37	45	17	0,77	0,1
21	4 VII	11 35	1 20	48	0,92	0,4
22	4 VII	15 08	1 00	52	0,55	0,2
23	4 VII	16 45	30	1 09	0,039	0,1 *
24	4 VII	18 38	2 40	2 02	0,486	1,1
25	4 VII	22 20	1 05	1 37	1,57	1,4 *
26	4—5 VII	0 03	50	5 57	0,117	0,0
27	5 VII	12 47	10	33	0,157	0,7 *
28	5 VII	13 38	10	14	0,020	0,0
29	5 VII	14 50	40	10	0,214	0,0
30	5 VII	15 06	15	47	0,040	0,0
31	6 VII	3 22	2 45	4 48	1,83	3,1 *
32	7 VII	13 43	3	20	0,0019	0,0
33	7 VII	15 35	25	25	0,157	0,0
34	7 VII	19 05	40	1 45	0,72	0,2
35	9 VII	2 50	25	4 10	0,488	0,1 *
36	9 VII	14 00	25	1 40	0,039	0,0
37	9 VII	18 30	1 40	2 55	5,13	9,7 *
38	10 VII	3 14	20	7 26	0,0148	0,1 *
39	13 VII	13 35	1 20	2 41	3,78	0,5
40	21 VII	12 23	15	07	0,063	0,0
41	21 VII	14 15	40	57	2,73	0,8
42	21 VII	19 00	20	40	0,028	0,0
43	23 VII	13 17	25	1 33	1,15	1,8
44	24 VII	18 20	1 15	3 08	1,96	2,1
45	25 VII	22 50	6 25	24 00	4,4	12,3 *
46	26 VII	15 40	1 30	2 20	1,37	0,3
47	27 VII	16 02	55	1 08	0,34	0,2
48	27—28 VII	18 15	7 05	17 03	7,02	5,3
49	28 VII	12 08	30	12	0,021	0,0
50	28 VII	15 02	25	28	0,099	0,0
51	29 VII	8 20	15	1 40	0,071	0,2 *
52	29 VII	11 27	3	01	0,0007	0,0
53	29 VII	18 20	40	33	0,155	0,0
54	29 VII	19 43	25	1 07	0,042	0,0
55	31 VII	2 10	2 00	7 40	0,101	0,1
56	31 VII	14 50	3 50	4 10	4,16	2,9
57	31 VII	19 40	35	50	0,170	0,0
58	1 VIII	11 48	3 03	3 17	3,89	3,7 *
59	1 VIII	17 12	57	1 01	2,69	1,9
60	1—2 VIII	0 00	5	27	0,0042	0,0
61	2 VIII	0 54	3	04	0,0002	0,0
62	3 VIII	0 22	6 35	7 38	20,7	14,7 *

№ п/п	Дата	Начало дождя (по плювио- графу)	Продолжительность дождя, час. мин.		Слой осадков за дождь, мм	
		час. мин.	по радио- локатору	по плювио- графу	$H_{рл}$	$H_{пл}$
63	3 VIII	8 50	2 36	4 10	1,19	1,0
64	3 VIII	16 38	39	2 12	0,204	0,2
65	3—4 VIII	20 00	3 20	13 00	5,85	3,5 *
66	7 VIII	8 26	1 35	2 34	3,55	4,2
67	8 VIII	1 30	1 51	3 00	1,28	0,6
68	10 VIII	9 35	3 45	5 38	4,81	3,4
69	12 VIII	15 50	2 39	2 40	1,46	0,7
70	13 VIII	17 40	2 24	1 07	0,445	0,0
71	14 VIII	16 47	33	15 33	0,022	1,3
72	19 VIII	16 15	24	1 05	0,042	0,0
73	19 VIII	19 10	57	1 08	2,03	0,9
74	2 IX	4 32	5	2 28	0,006	0,1
75	2 IX	7 20	28	2 40	0,042	0,1
76	2 IX	10 40	8 50	10 20	9,63	11,3
77	3 IX	1 08	2 18	7 52	8,82	3,5
78	3 IX	11 42	6 18	4 26	7,62	2,4
79	6 IX	8 38	2 20	2 37	1,03	0,7
80	6 IX	12 40	25	30	0,11	0,0
81	8 IX	19 01	2 40	5 39	3,86	8,1
82	9 IX	1 32	3 00	7 33	1,35	1,0
83	12 IX	5 30	1 13	2 20	0,85	0,8
84	12 IX	10 10	5 35	7 10	8,19	6,2

Полигон 2 (100 км²)

1	2 VI	10 35	2 27	3 45	3,40	0,6
2	3 VI	13 03	24	47	0,80	0,4
3	3 VI	19 35	1 18	1 35	15,4	2,3 *
4	4 VI	1 55	6 42	16 45	8,60	7,4 *
5	4—5 VI	23 10	51	1 50	0,59	0,1
6	12 VI	13 26	54	1 49	2,59	1,7
7	12 VI	16 50	45	55	0,87	0,1
8	12 VI	18 50	54	3 45	0,152	1,4
9	13 VI	2 05	27	28	0,0048	0,0
10	19—20 VI	16 00	2 24	12 00	0,91	1,8 *
11	21 VI	6 50	3 09	6 00	2,79	2,0 *
12	24 VI	7 18	1 34	5 12	1,16	1,9
13	24 VI	14 46	1 10	3 39	1,82	0,75 *
14	27—28 VI	20 22	1 35	14 08	1,04	2,0 *
15	28 VI	13 25	5	27	0,080	0,2
16	28 VI	15 36	15	1 24	0,228	0,2
17	29—30 VI	15 00	9 25	27 00	4,72	7,1

№ п/п	Дата	Начало дождя (по плювио- графу)	Продолжительность дождя, час. мин.		Слой осадков за дождь, мм	
		час. мин.	по радио- локатору	по плювио- графу	$H_{рл}$	$H_{пл}$
18	1 VII	9 23	5 15	9 37	1,64	10,9
19	1 VII	20 47	50	2 33	0,128	0,4
20	2 VII	9 40	1 50	5 40	0,304	0,3 *
21	3 VII	11 50	1 20	5 40	5,10	3,2 *
22	4 VII	10 57	2 10	2 53	2,41	2,1 *
23	4—5 VII	15 20	2 50	13 40	0,795	1,9
24	5 VII	11 15	3	3 15	0,002	0,3
25	5 VII	15 30	53	3 00	0,284	0,4 *
26	6 VII	2 55	3 30	10 05	4,62	5,5 *
27	6 VII	20 33	15	5 57	0,081	1,3
28	7 VII	13 10	25	1 12	0,324	0,0
29	7 VII	19 08	10	1 13	0,054	0,1
30	9 VII	5 00	35	2 00	0,42	0,2 *
31	9 VII	13 58	35	1 02	0,664	0,2
32	18 VII	13 08	1 20	32	0,0715	0,0
33	19 VII	22 25	1 15	4 05	0,156	0,1
34	22 VII	18 40	50	1 20	0,0405	0,1
35	23 VII	13 20	35	1 40	1,49	1,7
36	25—26 VII	14 12	7 50	11 33	4,45	13,5
37	26 VII	16 00	1 20	2 42	2,33	1,1
38	27 VII	16 58	3 35	9 32	5,36	4,4 *
39	29 VII	14 52	50	23	0,054	0,1
40	30 VII	22 00	30	1 45	0,0156	0,1
41	31 VII	2 50	2 40	6 00	0,294	0,6
42	31 VII	16 05	2 05	3 45	0,875	0,5
43	1 VIII	12 10	2 06	4 05	2,48	5,8
44	1 VIII	17 52	15	1 03	0,303	1,1
45	2 VIII	0 28	27	59	0,063	0,1
46	3 VIII	0 30	6 27	7 48	15,2	14,1
47	3 VIII	9 10	2 54	4 50	0,86	1,1
48	3 VIII	16 53	1 00	2 47	0,288	0,3
49	3—4 VIII	20 00	3 27	5 50	5,77	5,2
50	5 VIII	13 10	54	1 35	0,805	0,5
51	5 VIII	17 35	1 09	2 13	2,37	2,4
52	7 VIII	8 10	2 03	3 50	4,71	4,7
53	8 VIII	2 40	2 03	4 05	2,17	1,1
54	8 VIII	18 10	27	32	0,34	0,2
55	10 VIII	11 22	3 09	3 23	1,77	1,4
56	12 VIII	16 00	2 15	2 05	0,159	0,1
57	14 VIII	15 25	12	4 47	0,063	0,7
58	19 VIII	17 29	5	36	0,0062	0,2
59	19 VIII	19 40	54	1 10	1,0	0,4
60	2 IX	11 30	6 05	10 20	7,32	8,1
61	2 IX	22 50	45	50	0,103	0,1

№ п/п	Дата	Начало дождя (по плювио- графу)	Продолжительность дождя час. мин.		Слой осадков за дождь, мм	
		час. мин.	по радио- локатору	по плювио- графу	$H_{рл}$	$H_{пл}$
62	3 IX	2 10	1 10	2 20	1,0	0,9
63	3 IX	9 30	4 35	4 20	2,09	0,8
64	3 IX	14 20	1 25	3 10	1,47	1,6
65	6 IX	9 40	1 40	1 50	0,523	0,3
66	6 IX	13 07	25	1 15	0,165	0,1
67	8 IX	22 20	30	1 40	0,524	1,2
68	9 IX	2 37	1 35	2 23	3,44	2,7
69	9 IX	10 47	4 20	3 33	3,58	0,9
70	12 IX	6 35	50	1 21	0,67	0,6
71	12 IX	10 00	6 00	8 00	6,05	6,4

Полигон 6 (100 км²)

1	2 VI	11 30	2 54	3 10	2,11	0,6
2	3 VI	17 59	2 27	4 01	2,40	0,4
3	4 VI	00 59	7 57	16 11	8,47	13,4
4	12 VI	15 12	1 21	1 48	1,62	0,2
5	12 VI	17 40	4 36	7 00	10,0	7,9
6	19 VI	16 22	1 48	2 38	0,896	0,7
7	19 VI	21 55	1 27	6 05	0,262	0,76 *
8	21 VI	3 40	4 43	13 40	5,90	6,3
9	24 VI	12 58	1 25	1 25	2,53	4,4 *
10	25 VI	16 35	2 55	4 05	3,45	3,9
11	28 VI	2 35	30	1 25	0,317	0,8
12	28 VI	14 31	55	2 29	1,82	1,3
13	29—30 VI	14 05	8 55	15 55	9,15	8,4 *
14	30 VI	10 45	2 20	4 08	0,897	1,5
15	30 VI	15 00	38	1 05	0,63	0,7
16	1 VII	8 18	2 10	4 32	0,455	1,4 *
17	1 VII	13 35	3 05	4 25	0,66	3,1 *
18	2 VII	10 50	45	1 10	0,152	0,1
19	2 VII	13 00	25	1 00	0,074	0,0
20	2 VII	17 50	20	35	0,179	0,2
21	3 VII	14 49	35	1 01	1,11	0,4
22	3 VII	19 25	35	35	1,18	0,3
23	4 VII	14 20	35	50	0,344	0,6
24	4 VII	16 00	25	55	0,043	0,2
25	5 VII	11 30	20	2 28	0,115	0,2
26	5 VII	17 30	45	50	0,24	0,4
27	6 VII	5 10	1 35	4 30	1,26	1,5 *
28	7 VII	15 03	1 15	2 17	9,70	3,4
29	8 VII	21 12	1 20	2 58	0,61	2,5 *

№ п/п	Дата	Начало дождя (по плювио- графу)	Продолжительность дождя, час. мин.		Слой осадков за дождь, мм	
		час. мин.	по радио- локатору	по плювио- графу	$H_{рл}$	$H_{пл}$
30	9 VII	17 40	2 15	3 50	6,43	9,7 *
31	19 VII	23 44	55	1 06	0,276	0,0
32	22 VII	18 05	50	55	3,80	1,6
33	23 VII	13 00	5	50	0,009	0,0
34	25 VII	17 40	5 25	6 20	6,54	13,7 *
35	26 VII	0 40	50	2 10	0,166	0,4 *
36	27 VII	20 45	1 40	2 35	0,098	0,2
37	28 VII	9 22	1 05	1 38	0,276	0,1
38	28 VII	11 23	1 30	1 37	2,22	0,9
39	28 VII	13 19	1 10	51	0,152	0,0
40	29 VII	15 02	1 05	2 58	1,45	1,1 *
41	29 VII	18 40	45	1 51	0,276	0,2
42	1 VIII	11 20	1 30	4 20	1,41	5,2
43	1 VIII	17 28	1 27	2 34	1,85	2,9
44	3 VIII	1 30	3 54	6 40	9,56	7,6
45	3 VIII	9 00	3 18	4 10	3,68	2,2
46	3 VIII	15 45	1 03	2 55	0,497	0,5
47	3—4 VIII	21 15	3 18	4 45	7,20	5,3
48	5 VIII	12 10	1 24	1 05	0,538	0,1
49	5 VIII	20 35	1 54	1 55	1,23	0,4
50	7 VIII	8 40	2 12	3 20	4,46	5,0
51	8 VIII	1 55	1 27	3 10	0,768	0,3
52	8 VIII	16 50	1 21	1 30	3,26	1,1
53	10 VIII	12 12	48	1 48	0,221	0,1
54	10 VIII	20 43	3	47	0,0008	0,0
55	19 VIII	15 20	45	1 15	0,015	0,0
56	19 VIII	17 20	36	2 10	0,034	0,1
57	2 IX	11 45	5 40	5 15	9,90	13,4
58	2—3 IX	23 00	2 23	4 00	1,71	1,2
59	3 IX	5 40	35	1 20	0,207	0,2
60	3 IX	8 00	1 15	2 00	0,166	0,1
61	3—4 IX	10 15	8 50	14 15	11,1	8,6
62	6 IX	10 30	1 35	2 20	1,90	0,9
63	6 IX	16 02	55	1 18	0,166	0,1
64	6 IX	17 58	1 10	3 02	1,89	0,8
65	8—9 IX	20 00	1 20	5 00	0,676	1,5
66	9 IX	2 10	55	2 05	0,221	0,4
67	9 IX	4 30	1 10	2 30	0,607	0,2
68	12 IX	6 40	1 30	3 20	0,883	0,7
69	12 IX	11 10	5 15	7 10	5,99	4,5

Полигон 2—5 (400 км²)

1	1 VII	9 23	9 05	14 22	2,01	8,9 *
2	2 VII	9 40	3 20	6 16	0,24	0,15 *
3	3 VII	9 13	30	56	0,007	0,0
4	3 VII	11 50	2 00	5 40	5,10	3,2
5	3 VII	19 30	35	50	0,123	0,025
6	5 VII	11 15	30	3 15	0,021	0,05 *

№ п/п	Дата	Начало дождя (по плювио- графу)	Продолжительность дождя, час. мин.		Слой осадков за дождь, мм	
		час. мин.	по радио- локатору	по плювио- графу	$H_{рл}$	$H_{пл}$
7	5 VII	15 00	2 55	4 20	0,83	0,6
8	6 VII	2 55	3 30	10 05	3,84	4,28 *
9	6 VII	20 00	25	7 00	0,025	0,025 *
10	7 VII	12 30	2 55	5 30	0,306	0,0
11	7 VII	19 08	20	6 54	0,097	0,1 *
12	9 VII	4 00	1 20	3 45	0,37	0,17
13	9 VII	13 13	1 25	3 17	0,563	0,05
14	9 VII	18 08	2 15	3 52	2,82	4,65 *
15	13 VII	14 16	1 50	3 44	2,20	2,8 *
16	18 VII	13 08	1 40	1 52	0,062	0,0
17	19 VII	22 25	2 10	4 05	0,378	0,175
18	21 VII	12 12	1 00	45	0,093	0,0
19	21 VII	14 00	20	20	0,107	0,0
20	22 VII	12 24	4 25	7 36	0,88	1,1 *
21	23 VII	13 00	40	3 39	1,79	7,2 *
22	25-26 VII	13 00	8 55	14 38	5,60	14,6 *
23	26 VII	15 51	1 40	3 09	2,74	0,92
24	27 VII	14 35	6 10	11 55	6,10	4,3
25	29 VII	14 22	50	1 08	0,15	0,075
26	29 VII	18 01	1 05	5 49	0,202	0,22
27	30-31 VII	18 52	6 55	15 26	0,584	0,58
28	31 VII	13 18	5 05	9 12	1,74	0,88
29	1 VIII	11 55	2 33	4 20	2,94	3,45
30	1 VIII	17 27	54	1 28	1,71	1,0
31	1-2 VIII	23 30	36	8 56	0,025	0,075
32	3 VIII	0 30	9 40	13 30	17,6	14,1
33	3-4 VIII	14 50	4 50	15 08	6,44	4,8
34	5 VIII	12 55	2 15	1 50	0,88	0,3
35	5 VIII	17 15	1 50	3 36	2,23	1,8
36	7 VIII	8 10	2 20	4 18	4,70	3,9
37	8 VIII	0 32	2 27	6 26	2,12	0,85
38	8 VIII	17 05	1 24	2 35	0,704	0,20
39	10 VIII	9 22	5 12	7 01	2,34	1,6
40	11 VIII	1 00	18	20	0,016	0,025
41	12 VIII	15 05	3 42	3 55	2,16	0,8
42	13 VIII	17 19	33	2 34	0,295	0,1
43	14 VIII	15 25	18	13 43	0,0026	0,9
44	19 VIII	14 00	2 30	7 00	0,827	0,7
45	2 IX	8 00	1 15	1 20	0,053	0,025
46	2-3 IX	11 00	19 05	30 36	14,2	11,9
47	4 IX	13 25	1 15	1 25	0,085	0,18
48	5 IX	21 30	20	1 20	0,0008	0,0
49	6 IX	8 43	2 50	6 17	0,78	0,35
50	8-9 IX	19 17	5 10	13 13	3,90	4,5
51	9 IX	10 47	3 35	4 13	1,25	0,275
52	12 IX	4 42	1 40	4 18	0,75	0,45
53	12 IX	9 37	7 00	9 43	7,45	6,0

Полусуточные слон осадков (мм) на полигоне 7

№ п/п	Дата, 1965 г.	Время, час.	Зоны полигона 7										Среднее значение по всему полигону	
			а		б		в		г		д			
			H _{ра}	H _{па}	H _{ра}	H _{па}	H _{ра}	H _{па}	H _{ра}	H _{па}	H _{ра}	H _{па}	H _{ра}	H _{па}
1	4 VII	8-20	2,28	3,7	1,47	1,9	1,30	1,8	1,18	2,1	2,05	3,0	1,63	2,46
2	4-5 VII	20-8	0,061	1,0	0,057	0,8	0,060	0,2	0,022	0,1	0,011	0,3	0,037	0,404
3	9-10 VII	20-8	1,09	1,8	0,93	1,0	0,864	1,2	1,11	1,5	1,37	2,9	1,11	1,784
4	25-26 VII	20-8	0,62	0,9	0,80	2,8	1,16	2,9	1,59	2,6	3,75	4,1	1,85	2,894
5	26-27 VII	20-8	0,027	0,1	0,051	0,2	0,128	0,2	0,111	0,2	0,044	0,1	0,076	0,160
6	27 VII	8-20	2,35	3,1	1,10	1,4	0,368	0,4	0,256	0,7	0,44	1,4	0,737	1,246
7	28 VII	8-20	2,18	1,2	2,53	1,2	2,70	1,4	2,82	2,5	4,69	4,6	3,19	2,48
8	29-30 VII	20-8	0,296	0,1	0,215	0,3	0,107	0,4	0,043	0,4	0,019	0,2	0,109	0,292
9	30-31 VII	20-8	2,59	2,9	2,35	2,6	2,38	3,0	2,12	2,8	2,44	2,6	2,36	2,77
10	31 VII	8-20	5,49	3,7	3,60	2,2	3,76	3,0	4,22	3,3	5,95	5,6	4,69	3,77
11	29-30 VIII	20-8	0,216	0,1	0,237	0,1	0,72	0,1	0,481	0,4	0,614	0,4	0,50	0,253
12	30 VIII	8-20	0,094	0,0	0,11	0,0	0,068	0,0	0,097	0,0	0,177	0,0	0,116	0,0
13	31 VIII	8-20	0,108	0,0	0,173	0,0	0,327	0,0	0,39	0,0	0,693	0,1	0,391	0,027
14	31 VIII	20-8	0,019	0,0	0,013	0,0	0,014	0,0	0,023	0,0	0,066	0,1	0,031	0,027
15	1-2 IX	20-8	0,84	0,2	1,145	0,4	0,164	0,4	0,145	0,5	0,150	0,8	0,143	0,51
16	2-3 IX	20-8	2,84	3,9	1,51	3,0	1,09	2,1	0,710	1,4	1,13	1,4	1,30	2,12
17	3 IX	8-20	2,12	4,8	2,09	2,8	1,99	3,2	1,60	3,9	2,59	3,3	2,10	3,53
18	4 IX	8-20	0,061	0,0	0,100	0,0	0,159	0,0	0,139	0,1	0,479	0,1	0,222	0,051
19	5-6 IX	20-8	0,438	0,4	0,256	0,2	0,128	0,2	0,251	0,2	0,687	0,7	0,373	0,362
20	6 IX	8-20	1,01	0,5	1,76	1,0	2,36	1,7	2,78	1,2	3,10	1,1	2,42	1,147
21	6-7 IX	20-8	0,155	0,5	0,100	0,1	0,036	0,1	0,034	0,1	0,051	0,1	0,065	0,15
22	8 IX	8-20	2,44	0,8	2,25	1,0	1,89	1,0	1,47	1,2	1,84	1,6	1,91	1,19
23	8-9 IX	20-8	8,84	6,2	5,01	3,4	4,41	3,4	3,63	1,0	3,72	1,6	4,72	2,71
24	11-12 IX	20-8	0,276	0,4	0,272	0,4	0,254	0,6	0,193	0,2	0,23	0,4	0,214	0,393
25	12 IX	8-20	8,16	7,5	6,68	7,1	7,15	6,3	6,62	5,6	7,18	6,2	7,13	6,4

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Методы радиолокационных измерений осадков	7
§ 1. Измерение интенсивности осадков по радиолокационной отражаемости	—
§ 2. Измерение осадков по затуханию радиоволн	19
§ 3. Другие радиолокационные методы измерения осадков	24
1. Измерения интенсивности осадков по зависимости радиолокационной отражаемости от длины волны	—
2. Измерения осадков по отражаемости и ослаблению радиоволн	—
3. Измерение осадков по температуре излучения в микроволновом диапазоне	25
4. Измерение осадков с помощью доплеровских радиолокационных станций	26
§ 4. Возможности реализации радиолокационных методов измерения осадков	27
Глава II. Физические основы метода измерения осадков по величине радиолокационного сигнала	29
§ 1. Особенности измеряемого объекта	—
§ 2. Уравнение радиолокации осадков	35
1. Радиолокация осадков как частный случай радиолокации множественной цели	—
2. Метеорологическая информация, содержащаяся в радиолокационном сигнале от осадков	41
3. Связь интенсивности дождей с их микроструктурой	43
4. Аналитическая связь радиолокационной отражаемости Z с интенсивностью дождя I для некоторых моделей осадков	44
§ 3. Анализ основных уравнений, определяющих связь интенсивности осадков с радиолокационным сигналом от них	47
§ 4. Коррелятивная связь интенсивности осадков с радиоэхо от них	49
Глава III. Аппаратура и методика получения радиолокационной информации об осадках	52
§ 1. Методы технической реализации радиолокационного измерения осадков	—
§ 2. Аппаратура и методика радиолокационных измерений осадков, применявшиеся в работах ЦАО в 1964—1965 гг	59
1. Радиолокационная аппаратура	—
2. Блок автоматического управления радиолокационной станцией	60

3. Блок корреляции сигналов радиоэхо на квадрат расстояния	66
4. Видеоусилитель и амплитудный селектор	69
§ 3. Калибровка радиолокатора	71
Глава IV. Методика наблюдений и обработки данных	75
§ 1. Организация сравнительных наблюдений	—
§ 2. Выбор рабочей формулы	78
§ 3. Первичная обработка данных радиолокационных наблюдений	80
§ 4. Расчет слоя осадков в условных единицах	88
§ 5. Определение коэффициента согласования и методика расчета ошибок радиолокационных измерений	89
§ 6. Средняя квадратическая ошибка измерения слоя осадков	93
Глава V. Результаты сравнительных наблюдений	95
§ 1. Объем материалов	—
§ 2. Точность радиолокационного измерения осадков	98
1. Выбор параметров рабочей формулы	—
2. Определение параметров Z_0 — I соотношения	100
3. Точность радиолокационного измерения осадков в 1965 г.	101
§ 3. Влияние выбора параметров b и K на точность радиолокационного метода измерения осадков	111
§ 4. Влияние зависимости параметра K от интенсивности осадков на точность радиолокационных измерений	116
§ 5. Некоторые возможности повышения точности радиолокационного измерения осадков	119
Заключение	124
Литература	126
Приложение	131

Боровиков Александр Моисеевич
 Костарев Вадим Владимирович
 Мазин Илья Павлович
 Смирнов Виктор Иванович
 Черников Альберт Алексеевич

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ

Редактор Л. Л. Беленькая Художник А. А. Ежов
 Худож. редактор В. А. Евстигнев Техн. редактор М. И. Брайнина
 Корректор В. С. Игнатова

Сдано в набор 26/XII 1966 г. Подписано к печати 13/IV 1967 г. Бумага 60×90/16
 Бум. тип. № 1. Бум. л. 4,375 + 1 вкл. Печ. л. 9,25. Уч.-изд. л. 9,2. Тираж 1200 экз.
 М-22106. Индекс МЛ-230.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.
 Заказ 479. Цена 59 коп.

Ленинградская типография № 2 имени Евгении Соколовой Главполиграфпрома
 Комитета по печати при Совете Министров СССР, Измайловский проспект, д. 29.

1688
1/2