

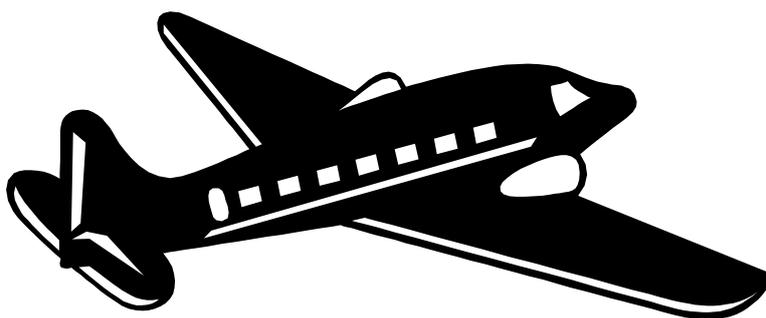


Томский государственный
университет систем управления и
радиоэлектроники

Е.В. Масалов

БЕЗОПАСНОСТЬ ПОЛЕТОВ

Учебное пособие для студентов специальности 160905 –
«Техническая эксплуатация
транспортного радиооборудования»



ТОМСК 2012

Министерство образования и науки Российской Федерации

ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
СИСТЕМ УПРАВЛЕНИЯ И РАДИОЭЛЕКТРОНИКИ (ТУСУР)

Е.В.Масалов

БЕЗОПАСНОСТЬ ПОЛЕТОВ

Учебное пособие для студентов специальности 160905 –
«Техническая эксплуатация
транспортного радиооборудования»

2012

Рецензент: профессор кафедры КИПР, д.т.н. Татаринов В.Н.

Технический редактор: доцент кафедры КИПР, к.т.н. Озёркин Д.В.

Масалов Е.В.

Безопасность полетов. Учебное пособие для студентов специальности 160905 – «Техническая эксплуатация транспортного радиооборудования».

Томск: Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, 2012. – 79 с.

В пособии рассмотрены вопросы, связанные с влиянием метеообразований на характеристики радиосистем, обеспечивающих управление воздушным движением. Метеорологические факторы являются основными при определении уровня безопасности полётов, а адекватный их учёт позволяет специалистам осуществлять эффективную эксплуатацию транспортного радиооборудования.

Пособие предназначено для студентов специальности 160905 – «Техническая эксплуатация транспортного радиооборудования» и других специальностей, связанных с разработкой и эксплуатацией радиосистем.

© Масалов Е.В., 2012

© Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, 2012

СОДЕРЖАНИЕ

1	ВВЕДЕНИЕ.....	5
2	РАДИОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТРОПОСФЕРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕЁ ВЛИЯНИЕ НА РАДИОЛОКАЦИОННОЕ НАБЛЮДЕНИЕ	8
2.1	Структура и электродинамическая модель регулярной тропосферы	8
2.2	Основные свойства тропосферы, влияющие на радиолокационное наблюдение	13
2.3	Рефракция и ослабление радиоволн в тропосфере. Дальность прямой видимости	14
3	СТРУКТУРА ГИДРОМЕТЕООБРАЗОВАНИЙ И РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ИХ ЧАСТИЦ. ВЕРОЯТНОСТЬ ПОЯВЛЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОВ	20
4	ДИЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ, ЛЬДА И СНЕГА.....	31
5	МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КАПЕЛЬ ДОЖДЯ, СНЕГА И ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ	36
5.1	Форма и скорость падения дождевых капель.....	36
5.2	Угол наклона капель дождя	39
5.3	Распределение капель по размерам	43
5.4	Форма, скорость падения и распределение по размерам снежинок и ледяных частиц	47

6	ОСЛАБЛЕНИЕ И РАССЕЯНИЕ ДОЖДЁМ, СНЕГОМ И ЛЕДЯНЫМИ ЧАСТИЦАМИ	52
6.1	Рассеивающие свойства одиночных капель дождя	52
6.2	Ослабление в дожде	59
6.3	Ослабление в снеге.....	66
7	ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЕ ОСЛАБЛЕНИЕ И ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЙ ФАЗОВЫЙ СДВИГ.....	69
8	ДЕПОЛЯРИЗАЦИЯ ДОЖДЁМ, СНЕГОМ И ЧАСТИЦАМИ ЛЬДА.....	71
9	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	78
	СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	79

1 ВВЕДЕНИЕ

Безопасность полетов в авиации является основным критерием уровня организации, выполнения и обеспечения полетов.

Безопасность полетов – это свойство авиационной транспортной системы, заключающееся в ее способности осуществлять воздушные перевозки без угрозы для жизни и здоровья людей.

Количественное представление этого понятия дается уровнем безопасности полетов. Уровень безопасности полетов – характеристика авиационной транспортной системы, которая определяется вероятностью того, что в полете не возникнет катастрофическая ситуация. Таким образом, уровень безопасности полетов с позиции теории надежности можно рассматривать как вероятность безотказного функционирования системы «экипаж – воздушное судно» в течение промежутка времени, равного времени полета. При этом под отказом понимается катастрофическая ситуация – предельная неблагоприятная ситуация из всех принципиально возможных.

Согласно мировой статистике, большая часть авиационных происшествий (АП) и предпосылок к ним обусловлена сложными метеорологическими условиями: низкими облаками, облаками вертикального развития, ливневыми облаками, грозами, шквалами и т.п. Статистика показывает также, что при этом подавляющее число предпосылок к авиационным происшествиям связано с ошибочными действиями экипажа при заходе на посадку в сложных метеоусловиях.

При росте объема авиаперевозок увеличивается интенсивность движения – количество воздушных судов (ВС) проходящих через определенные сечения воздушного пространства (ВП) в единицу времени. Возрастает и плотность воздушного движения, которая характеризуется количеством ВС, одновременно находящихся в единице объема (площади) ВП. Рост плотности воздушного движения приводит к увеличению числа опасных сближений, т.е. ситуаций, когда ВС подходят друг к другу на расстояние менее установленного.

Предупреждение опасных сближений ВС является составной частью важнейшей задачи гражданской авиации (ГА) – обеспечение безопасности полетов. Для ее решения организована система управления воздушным движением (УВД), которая представляет собой совокупность взаимосвязанных организационных, технических и технологических элементов.

В практике летной эксплуатации функционирование авиационной транспортной системы определяется многими факторами, часть которых является детерминированными, часть из них носит случайный характер.

Реализация совокупности факторов, определяющих состояние авиационной транспортной системы, носит случайный характер. При этом принципиально возможным становится такое их сочетание, которое даже при отсут-

ствии отказов элементов системы, и, тем более, при наличии таковых создает угрозу безопасности полета. Поэтому применительно к авиационной транспортной системе вводится обобщенное понятие – «особая ситуация», характеризующее потенциальную опасность для успешного завершения полета.

Влияние сложных метеоусловий проявляется в негативном воздействии на характеристики радиосистем, обеспечивающих управление воздушным движением, и обуславливает тем самым снижение уровня безопасности полетов.

Развитие техники радиосвязи потребовало расширения используемого частотного диапазона и перехода на радиоволны с частотами в единицы, десятки и даже сотни гигагерц. На данных частотах работают системы спутниковой радиосвязи и радиотелеуправления, радиорелейные системы, системы мобильной и сотовой связи, радионавигационные и радиолокационные системы. Трудности использования диапазонов миллиметровых и сантиметровых волн состоят в том, что между излучением и атмосферными гидрометеорами (дождём, снегом, градом и ледяными кристаллами), могут происходить сильные взаимодействия, существенно снижающие качество связи.

Главной задачей, вставшей перед инженерами, явилась необходимость определить всю совокупность метеофакторов, влияющих на распространение радиоволн в атмосфере, и характер влияния каждого метеофактора по отдельности и всех их в совокупности на параметры радиосигнала, несущего полезную информацию. От решения данной задачи зависела возможность вносить поправки в полезный сигнал, претерпевший изменения в параметрах под действием мешающих факторов, с целью восстановить потерянную информацию об объектах радиолокационного наблюдения либо создавать такие системы связи, работа которых не зависела бы или зависела, но в меньшей степени, от влияния тех или иных метеофакторов.

Данный вопрос очень важен, в первую очередь, с точки зрения проектирования радиолокационных систем и систем связи, так как границы применимости радиооборудования зависят от тех условий среды, в которых будет работать соответствующая техника. Поэтому необходимо с первых этапов проектирования наиболее полно и широко проанализировать все возможные мешающие работе системы факторы, степень их влияния на неё и пути их сведения к минимуму. Для достижения данных целей строят несколько моделей той среды, в которой предполагается использовать проектируемую систему связи, выбирают ту модель, которая наиболее оптимально отражает реальные условия, анализируют её и ищут пути снижения негативного влияния окружающих условий на работу системы связи.

Вследствие того, что в атмосфере существуют пространственные неоднородности, которые непрерывно изменяются во времени, происходит искажение фронта волны. Пространственные изменения свойств среды вызывают статистические ошибки смещения величины измеряемого параметра относительно истинного значения, в то время как изменения этих свойств во време-

ни приводят к возникновению флюктуирующих или среднеквадратических погрешностей.

Преобладающими эффектами, проявляющимися при распространении радиоволн через атмосферу, являются: искривление траектории распространения вследствие рефракции, запаздывание по времени, ошибки, связанные с эффектом Доплера, вращение плоскости поляризации (эффект Фарадея), дисперсионные явления, поглощение, дополнительный фазовый сдвиг между ортогональными компонентами электромагнитной волны и дифференциальное ослабление сигнала в гидрометеорах.

2 РАДИОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ТРОПОСФЕРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕЁ ВЛИЯНИЕ НА РАДИОЛОКАЦИОННОЕ НАБЛЮДЕНИЕ

Прежде чем рассматривать физические свойства и характеристики метеофакторов и степень их влияния на работу радиооборудования, необходимо выяснить условия их возникновения и влияние данных условий на соответствующие параметры метеофакторов. Для этого, в свою очередь, нужно иметь представление о составе, структуре и свойствах той среды, в которой формируются метеофакторы. Наиболее полную информацию об этой среде даёт её электродинамическая модель, к рассмотрению которой мы и переходим.

2.1 Структура и электродинамическая модель регулярной тропосферы

Земную атмосферу по плотности и составу газов, температурному режиму, электрическим и другим физическим свойствам подразделяют на три основных слоя: тропосферу, стратосферу и ионосферу [3].

Тропосфера – нижний слой атмосферы над поверхностью Земли, в пределах которого температура уменьшается с высотой в среднем на 6...6.5°C на один километр. Верхней границей тропосферы является тропопауза, где градиент температуры приближенно равен нулю. Высота тропопаузы зависит от географической широты, времени года, свойств подстилающей поверхности, синоптической ситуации и составляет 10...15 км.

Выше тропосферы до высот 50...60 км находится стратосфера. Процентный состав газов в ней такой же, как и в тропосфере, за исключением озона. В стратосфере содержание озона максимально на высоте 20...25 км. Озон сильно поглощает солнечную радиацию, в результате температура на этих высотах повышается.

На высотах больше 60 км атомы газов разреженного воздуха под действием солнечной радиации и потока корпускул, испускаемых Солнцем, частично или полностью ионизируются: появляются свободные электроны и положительно заряженные ионы – в результате образуется ионосфера. Ионосфера простирается до высот примерно 1000 км с максимумом ионизации на высоте 250...350 км. Следует отметить, что и выше 1000 км есть ионизованные частицы, однако их концентрация незначительна.

Трассы распространения радиолокационных сигналов большинства радиолокационных станций (РЛС) различного назначения находятся в тропосфере, за исключением РЛС, устанавливаемых на искусственных спутниках Земли (ИСЗ) и летательных аппаратах, движущихся в верхних слоях атмосферы или вне ее, а также наземных РЛС, предназначенных для радиолокаци-

онного наблюдения ИСЗ и указанных летательных аппаратов. Поэтому основное внимание уделяют влиянию тропосферы.

Рассмотрим структуру и электродинамическую модель для «чистой» тропосферы, на которую как на фон накладываются влияния различных атмосферных образований. Процентный состав атмосферы от земной (водной) поверхности до высот 90 км остаётся постоянным благодаря перемешиванию ее атмосферными течениями, восходящими и нисходящими потоками воздуха. По этой причине в указанном интервале высот давление с высотой изменяется по барометрическому закону. Следует отметить, что основная масса воздуха и водяного пара содержится в тропосфере.

Самая нижняя часть тропосферы, примыкающая к подстилающей поверхности и имеющая толщину в несколько десятков метров, представляет собой приземный (приводный) слой. Для него можно считать постоянными (с точностью 20%) потоки тепла, влаги и количества движения. В этом слое наблюдаются вертикальные градиенты температуры, влажности и ветра, в десятки и сотни раз большие, чем в вышележащих слоях. Толщина рассматриваемого слоя зависит от скорости ветра, шероховатости земной поверхности и устойчивости атмосферы.

Приземный слой является нижней частью пограничного слоя (слоя трения) атмосферы, свойства которого определяются динамическим и термическим взаимодействием с поверхностью Земли. Толщина пограничного слоя может колебаться примерно от 300 м до 2 км, в зависимости от скорости ветра и устойчивости атмосферы. Скорость ветра в нем увеличивается с высотой, приближаясь к максимальной на верхней границе (уровень трения).

Радиофизические свойства тропосферы характеризуются коэффициентом преломления n , связанным с диэлектрической проницаемостью тропосферы соотношением $n = \sqrt{\epsilon}$. Так как n мало отличается от единицы, то для удобства пользуются индексом преломления $N = (n - 1) \cdot 10^6$. Изменения температуры, давления и влажности от точки к точке в толще тропосферы обуславливают изменение в пространстве индекса преломления N , который можно вычислить из полуэмпирической формулы Дебая:

$$N = \frac{77}{T} \left(p + \frac{4810}{T} q \right), \quad (2.1)$$

где T – температура, К; p – атмосферное давление, мбар; q – давление водяного пара (влажность), мбар.

Физические процессы, происходящие в пограничном слое, существенно влияют на структуру показателя преломления в вертикальном и горизонтальном направлениях. Так, трение масс воздуха о подстилающую поверхность, а также взаимодействие потоков воздуха, вовлеченных в конвективное (упорядоченное) движение под действием разности температур, с воздушными массами вне конвективных образований обуславливают турбулентный (неупорядоченный) характер движения. Ламинарным (слоистым) можно считать только движение в слое толщиной несколько миллиметров, непосредственно при-

мыкающем к поверхности Земли. Радиационное нагревание и выхолаживание земной поверхности приводят к суточному изменению метеорологических параметров, зависящему также от синоптической ситуации. Все это сказывается на индексе преломления тропосферы.

Вертикальное равновесие атмосферы определяется стратификацией, характеризующей способность частиц воздуха сохранять первоначальное положение при любом вертикальном смещении. Стратификация и турбулентность – основные явления, определяющие существо физических процессов в тропосфере. Здесь, по современным представлениям, имеет место следующая картина. При слабом ветре преобладает устойчивая стратификация – турбулентность развита слабо. Мелкомасштабные вихри располагаются у поверхности Земли и затухают на высоте. В потоке воздуха присутствуют нерегулярные вкрапления, имеющие протяженность по направлению ветра. При безразличной стратификации (умеренные и сильные ветры) мелкомасштабные вихри почти постоянны по высоте, протяженность крупных вихрей с высотой растет. При неустойчивой стратификации (свободная конвекция) существуют восходящие и нисходящие потоки, на которые наложены мелкомасштабные вихри, ослабевающие с высотой. Квазигоризонтальные вихри с горизонтальными размерами больше 3 км, особенно сильные в циклонической области, располагаются на границе пограничного слоя. При наличии турбулентного движения поток воздуха в целом можно представить в виде некоторого среднего движения, на которое наложены флуктуационные скорости элементов турбулентности.

Изложенные особенности физических процессов в тропосфере позволяют представить ее радиофизическую модель как совокупность трех компонент: регулярной составляющей индекса преломления, которая определяется профилями средних значений температуры, влажности и давления; мелкомасштабной компоненты, свойства которой могут быть описаны в рамках локально-однородной и локально-изотропной модели турбулентности; крупномасштабных неоднородностей, в том числе неоднородностей в виде протяженных в горизонтальном направлении слоев.

Рассмотрим известные по данным отечественной и зарубежной литературы сведения о пространственных и временных характеристиках среднего значения индекса преломления [4].

Средние значения индекса преломления у поверхности Земли (N_3), их сезонные и суточные изменения, как показывают многочисленные экспериментальные исследования, имеют достаточно четкую корреляцию с климато-географическими особенностями района. Максимальные приземные значения $N_3 = 390...400$ наблюдаются в приморских экваториальных областях, минимальные (240) – в пустынях и на высокогорных плато. Внутренние области континентов по сравнению с прибрежными характеризуются более низкими N_3 .

В холодные периоды года индекс преломления зависит в основном от температуры и давления и максимален в районах с низкими температурами, в

теплые – картина распределения N_3 повторяет картину распределения влажности, т.е. максимальным значениям влажности соответствуют максимальные значения индекса преломления.

Наибольшие сезонные изменения индекса преломления наблюдаются в местностях, подверженных влиянию различных воздушных масс. Например, в зоне муссонов (Индийский океан) N_3 изменяется от 280 в апреле до 370 в августе. Минимальные, сезонные колебания индекса преломления отмечаются в экваториальных областях при самых высоких значениях $N_3 = 370...390$. Средние значения индекса преломления обычно приводятся в виде карт изолиний N_3 для месяца или сезона.

При определении условий распространения радиоволн важно знать не только значение индекса преломления у поверхности Земли, но и распределение его среднего значения по высоте. В первом приближении при решении ряда задач принимают, что с увеличением высоты температура понижается линейно (6.5°C на километр), давление уменьшается по барометрическому закону, влажность убывает по экспоненциальному закону. Это приводит к стандартной экспоненциальной модели тропосферы, принятой Международным консультативным комитетом по радио (МККР) в 1963 г.:

$$N(h) = N_3 \exp\left(-\frac{h}{H}\right), \quad (2.2)$$

где $H = 7.35$ км – масштаб высоты; h – текущая высота, км.

В качестве средней стандартной (эталонной) модели тропосферы берут:

$$N(h) = 289 \cdot \exp(-0.136h).$$

Применительно к распространению радиолокационного сигнала представляет интерес зависимость от высоты градиента индекса преломления

$g_n = \frac{dN}{dh}$. Для эталонной тропосферы:

$$g_n = -0.04 \cdot \exp(-0.136h).$$

На рисунке 2.1, *a*, *б* приведены, соответственно, зависимости индекса и градиента индекса преломления от высоты для эталонной тропосферы. Экспоненциальная модель даёт удовлетворительное совпадение с реальными профилями до высот примерно 3 км.

Значительно лучшие результаты, особенно на больших высотах, даёт модель стандартной атмосферы, предложенная в [4]. Согласно этой модели на протяжении первого километра над поверхностью Земли имеет место линейная зависимость $N(h)$ от градиента индекса преломления g_n и его приземного значения N_3 :

$$N(h) = N_3 + (h - h_3)g_n, \quad h_3 \leq h \leq (h_3 + 1) \text{ км}, \quad (2.3)$$

где h_3 – высота точки земной поверхности над уровнем моря.

Значения g_n для различных климатогеографических районов могут быть определены экспериментально.

На высотах от $(h_3 + 1)$ до 9 км $N(h)$ уменьшается по экспоненциальному закону:

$$N(h) = N_{1a} \cdot \exp[-c_1(h - h_3 - 1)], \quad (2.4)$$

где $c_1 = \frac{1}{8 - h_3} \cdot \ln \frac{N_{1a}}{105}$, N_{1a} – индекс преломления на высоте $h = 1$ км.

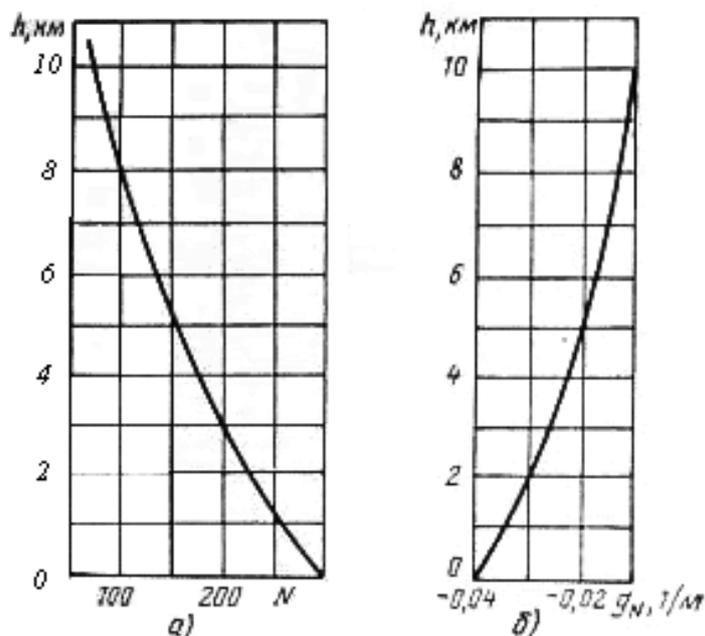


Рисунок 2.1 – Графики зависимостей индекса (а) и градиента (б) индекса преломления от высоты для эталонной тропосферы

На высотах больше 9 км $N(h)$ уменьшается также по экспоненциальному закону, но с другими параметрами:

$$N(h) = 105 \cdot \exp[-0.1424(h - 9)]. \quad (2.5)$$

Таким образом, модель стандартной атмосферы основывается на предположении, что на высоте $N(h) = 9$ км значение индекса преломления постоянно и равно 105, что подтверждается большим количеством аэрологических исследований.

Электродинамическая модель тропосферы, основанная на среднесезонном значении индекса преломления, даже с использованием некоторых эмпирических соотношений является сравнительно грубой. Несколько лучшие результаты могут дать локальные модели. В качестве примера можно привести численную модель распределения температуры и влажности над северным полушарием, применяемую для интерпретации спутниковых наблюдений при решении задачи восстановления профилей метеопараметров. При этом для приемлемого описания случайных вариаций вертикальных профилей температуры и влажности в атмосфере северного полушария потребовалось иметь 20 локальных статистических моделей зимой и 17 – летом.

С помощью рассмотренных стандартных моделей тропосферы можно предсказать лишь наиболее вероятное поведение средних значений параметров тропосферы и их влияние на точность определения координат наблюдаемого объекта. Однако для ряда задач радиолокации и радионавигации требу-

ется знать средний мгновенный профиль, что является одной из основных задач радиометеорологии.

В заключение несколько слов об обоснованности модели сферически-слоистой атмосферы. В условиях открытого моря модель сферически-слоистой атмосферы можно считать справедливой, за исключением моментов прохождения циклонов и тайфунов. То же можно сказать и о трассах над однородной сушей.

Особенно большие горизонтальные градиенты индекса преломления имеют место при прохождении фронтов, причем характер изменения горизонтального градиента N зависит от времени года и типов сменяющихся масс воздуха. Так, были зафиксированы градиенты до 2.2 на 100 м при ширине переходной зоны 1.5 км и времени прохождения фронта 2 мин [5].

2.2 Основные свойства тропосферы, влияющие на радиолокационное наблюдение

Из изложенного выше следует, что радиофизические свойства тропосферы изменяются плавно (или резко) от одного сферического слоя к другому, т.е. обычно тропосфера в среднем по высоте представляет собой слоисто-неоднородную среду. Неоднородность тропосферы приводит к искривлению направления распространения радиоволн УКВ диапазона – к рефракции. Наличие в тропосфере газов и водяных паров приводит к поглощению энергии радиоволн сантиметрового, миллиметрового и более короткого диапазонов, рассеянию и, в конечном счете, – к ослаблению их при распространении даже в «чистой» тропосфере [3].

В реальных же условиях в тропосфере всегда присутствуют включения из жидких и твердых частиц в виде облаков, осадков, туманов, называемых для краткости гидрометеорообразованиями или *гидрометеорами*, а также в виде пыли и т.п. Указанные включения, особенно гидрометеорообразования, вызывая поглощение и рассеяние радиоволн рассматриваемых диапазонов, могут существенно влиять на работу РЛС различного назначения.

Часто трассы распространения радиолокационного сигнала на всем протяжении или на начальном или конечном участке проходят вблизи поверхности моря или суши. Волнение моря, неровности и растительный покров земной поверхности могут существенно влиять на распространение радиолокационного сигнала, а, следовательно, на работу РЛС в целом.

При определенных метеорологических условиях и синоптической ситуации в тропосфере, особенно в ее нижней части, могут иметь место весьма протяженные (сотни километров) плоские слои со сравнительно быстрым изменением индекса преломления на их границах. Это может стать причиной «захвата» таким слоем распространяющихся радиоволн, и тогда их распространение приобретает волноводный характер. Дальность действия РЛС при

этих условиях будет существенно отличаться от таковой в регулярной тропосфере.

По указанным в пункте 2.1 причинам неравномерного распределения температуры поверхности Земли, различных физических свойств её участков, наличия ветра, восходящих и нисходящих потоков воздуха радиофизические свойства тропосферы по сферическим поверхностям, проведенным в ней вокруг центра Земли, часто не остаются постоянными – имеют место объемные мелко- и крупномасштабные неоднородности ограниченных размеров с плоскими границами, параллельными или наклонными к горизонту. Влияние неоднородностей с плоскими поверхностями ограниченных размеров к настоящему времени не изучено, в частности, из-за того, что его трудно отделить от влияния других крупномасштабных неоднородностей.

Это же относится и к крупномасштабным неоднородностям (от сотен метров до десятков километров), имеющим неплоские границы, причем, по оценкам различных авторов, отличие индекса преломления этих неоднородностей от такового для окружающих их областей тропосферы не превышает нескольких единиц.

Свойства тропосферы на трассе распространения радиолокационного сигнала под воздействием естественных и искусственных причин могут изменяться в пространстве и во времени. При этом если средние значения электромагнитных параметров тропосферы изменяются сравнительно медленно, то их мгновенные значения (относительно средних) могут изменяться значительно быстрее, особенно под воздействием искусственных причин, например звуковых волн.

Пространственно-временные изменения радиофизических свойств тропосферы также могут существенно влиять на эффективность работы РЛС различного назначения.

2.3 Рефракция и ослабление радиоволн в тропосфере. Дальность прямой видимости

В зависимости от значения градиента индекса преломления тропосферную рефракцию разделяют на отрицательную и положительную, а положительную, в свою очередь, подразделяют на нормальную, критическую и сверхрефракцию [3]. На рисунке 2.2 для каждого вида рефракции приведены соответствующие им профили индекса преломления и схемы трасс распространения радиоволн над поверхностью Земли.

Отрицательная атмосферная рефракция наблюдается, когда индекс преломления возрастает с высотой ($\frac{dN}{dh} > 0$; рисунок 2.2, а). При этом траектория радиоволны (луча) обращена выпуклостью вниз (радиус кривизны $\rho <$

0). Отрицательная рефракция приводит к уменьшению дальности прямой видимости надводных и наземных объектов. На практике встречается редко.

Положительная рефракция ($\frac{dN}{dh} < 0$) имеет место, когда индекс преломления убывает с высотой; при этом траектория луча обращена выпуклостью вверх ($\rho > 0$). Положительная рефракция способствует увеличению дальности прямой видимости объектов.

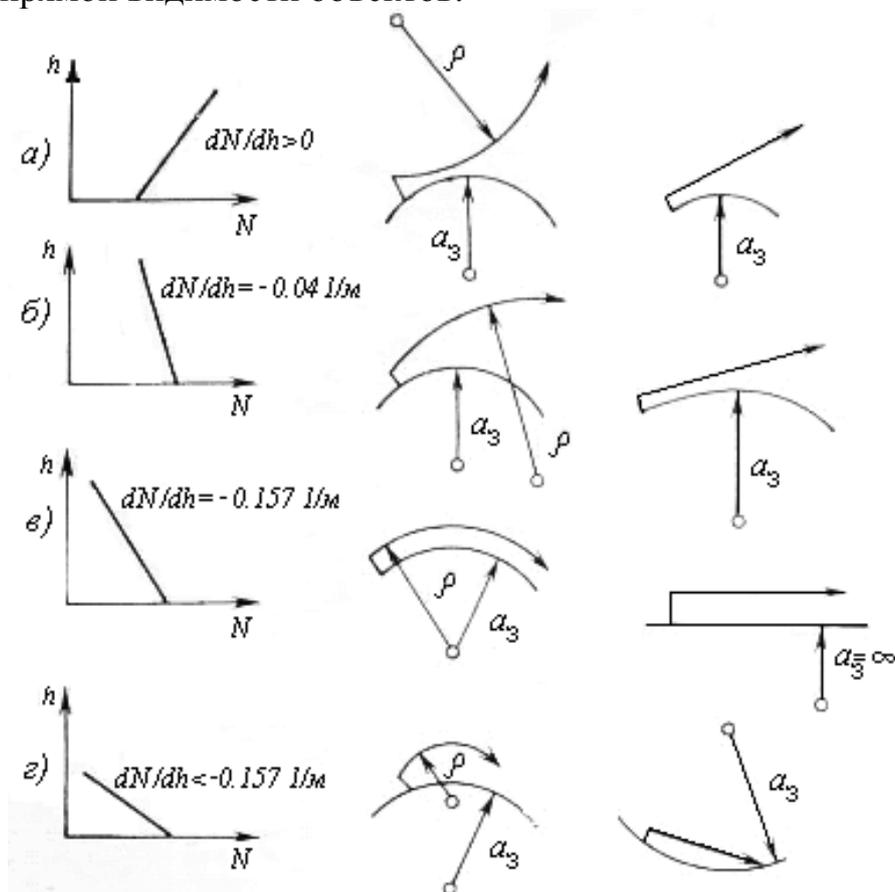


Рисунок 2.2 – Профили индекса преломления и схемы трасс распространения радиоволн над поверхностью Земли для каждого вида рефракции

Нормальная рефракция (рисунок 2.2, б) имеет место при распространении радиоволн в стандартной нормальной тропосфере, т.е. в такой гипотетической тропосфере, свойства которой отображают среднее состояние реальной тропосферы. При этом градиент индекса преломления принимают постоянным по высоте и равным градиенту индекса преломления стандартной (эталонной) тропосферы у поверхности Земли, т.е. $g_n = -0.04 \text{ м}^{-1}$. Следовательно, в нормальной тропосфере индекс преломления изменяется с высотой по линейному закону. Определим радиус кривизны луча. В общем случае:

$$\rho = \frac{n}{\sin \varphi \left(-\frac{dN}{dh} \right)} \approx \frac{10^6}{\sin \varphi \left(-\frac{dN}{dh} \right)}, \quad (2.6)$$

где φ – угол между направлением падающего радиолуча и нормалью к поверхности Земли.

Для судовых и наземных РЛС обнаружения надводных и наземных объектов основной интерес представляют пологие лучи, для которых $\varphi \approx 90^\circ$, $\sin\varphi \approx 1$. Тогда $\rho \approx -10^5 / \frac{dN}{dh}$, т.е. траектория луча имеет вид окружности радиусом $\rho = 25000$ км.

В случае **критической рефракции** (рисунок 2.2, в) и $\varphi \approx 90^\circ$ радиус кривизны луча равен радиусу земного шара ($\rho = a_3$), т.е. радиоволна распространяется параллельно земной поверхности. Это происходит при:

$$\frac{dN}{dh} = -\frac{10^6}{a_3} = -0.157 \text{ м}^{-1}.$$

В случае **сверхрефракции** ($\frac{dN}{dh} < -0.157 \text{ м}^{-1}$, рисунок 2.2, з) радиус кривизны луча меньше радиуса земного шара ($\rho < a_3$), что является условием возникновения волноводного характера распространения радиоволн. В приближении геометрической оптики волноводный характер распространения радиолокационного сигнала в приводном (приземном) волноводе можно трактовать как последовательное преломление (сверхрефракция) лучей в верхней части волновода с отражением их от водной (земной) поверхности в его нижней части вследствие большей диэлектрической проницаемости воды (земли) по сравнению с тропосферой (рисунок 2.3). В общем случае волноводный характер распространения радиоволн в тропосфере возможен при условии, что диэлектрическая проницаемость в некотором ее слое убывает с высотой значительно быстрее, чем в прилегающих к нему областях тропосферы. Отметим, что кроме приводных (приземных) волноводов в тропосфере могут быть приподнятые волноводы.

Рефракция радиоволн приводит к изменению дальности прямой видимости r_0 . Без учета рефракции:

$$r_0 = \sqrt{2a_3} \sqrt{h_1} + \sqrt{h_2} = 3.57 \sqrt{h_1} + \sqrt{h_2}, \quad (2.7)$$

где $a_3 = 6370$ км; h_1 и h_2 – соответственно высота точки излучения и приема радиоволны, м.

При учете рефракции:

$$r_{0p} = \sqrt{2a_3} \sqrt{h_1} + \sqrt{h_2}, \quad (2.8)$$

где a_3 – эквивалентный радиус Земли (см. рисунок 2.2), определяемый из соотношения:

$$a_3 = \frac{a_3}{1 - \frac{a_3}{\rho}}.$$

В случае нормальной тропосферной рефракции

$$r_0 = 4.12 \sqrt{h_1} + \sqrt{h_2} . \quad (2.9)$$

Явление рефракции в тропосфере в общем случае вносит погрешность в определение угла места объекта обнаружения РЛС и погрешность в определение дальности из-за отличия скоростей распространения радиоволн в тропосфере и в вакууме.

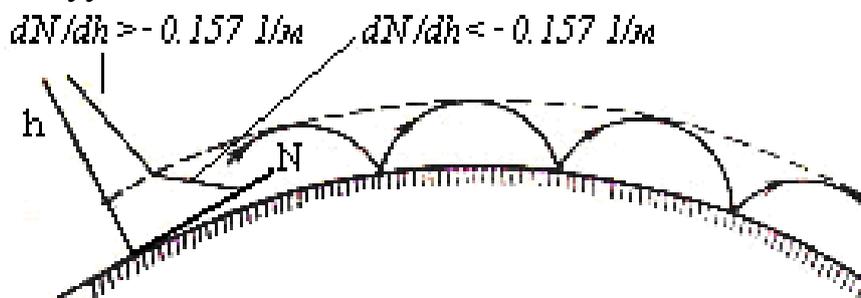


Рисунок 2.3 – Волноводный характер распространения радиолокационного сигнала в приводном (приземном) волноводе (сверхрефракция)

Рассмотрим ослабление радиолокационного сигнала в регулярной (без атмосферных образований) тропосфере. Электромагнитные волны длиной меньше 3 см в такой тропосфере испытывают поглощение. Агентами, поглощающими энергию радиоволны, являются кислород, водяной пар, озон и углекислый газ. Остальные газы (CO , NO , NO_2 , N_2O) энергию радиоволн практически не поглощают. На рисунке 2.4 приведены графики зависимости коэффициентов поглощения γ_{O_2} и $\gamma_{\text{H}_2\text{O}}$ для диапазона $\lambda = 30 \text{ см} \dots 1 \text{ мм}$ в чистой атмосфере на уровне Земли при $t = 20 \text{ }^\circ\text{C}$, $p = 760 \text{ мм рт. ст.}$, абсолютной влажности $\rho_{\text{B}} = 7.5 \text{ г/м}^3$. Из графиков видно, что в рассматриваемом диапазоне волн есть два максимума поглощения в кислороде (при $\lambda = 5.0 \text{ мм}$ и $\lambda = 2.5 \text{ мм}$) и два пика поглощения в парах воды (при $\lambda = 1.35 \text{ мм}$ и $\lambda = 15.2 \text{ мм}$). На более коротких волнах ($\lambda < 2 \text{ мм}$) поглощение определяется главным образом парами воды.

Коэффициент поглощения в кислороде γ_{O_2} зависит от концентрации частиц в единице объема N_1 , абсолютной температуры T и ширины линии поглощения $\Delta\nu$.

Для волн сантиметрового и миллиметрового диапазонов вне областей резонанса:

$$\gamma_{\text{O}_2} \sim \frac{N_1}{T} \Delta\nu, \quad (2.10)$$

где \sim знак пропорциональности.

Коэффициент поглощения водяными парами радиоволн тех же диапазонов вне резонанса:

$$\gamma_{\text{H}_2\text{O}} \sim \exp\left(-\frac{280}{T}\right) \frac{\rho_{\text{B}}}{T^2} p + \frac{\rho_{\text{B}}}{T^{3/2}} p, \quad (2.11)$$

где ρ_{B} – абсолютная влажность, г/м^3 ; p – давление воздуха, мм рт. ст.

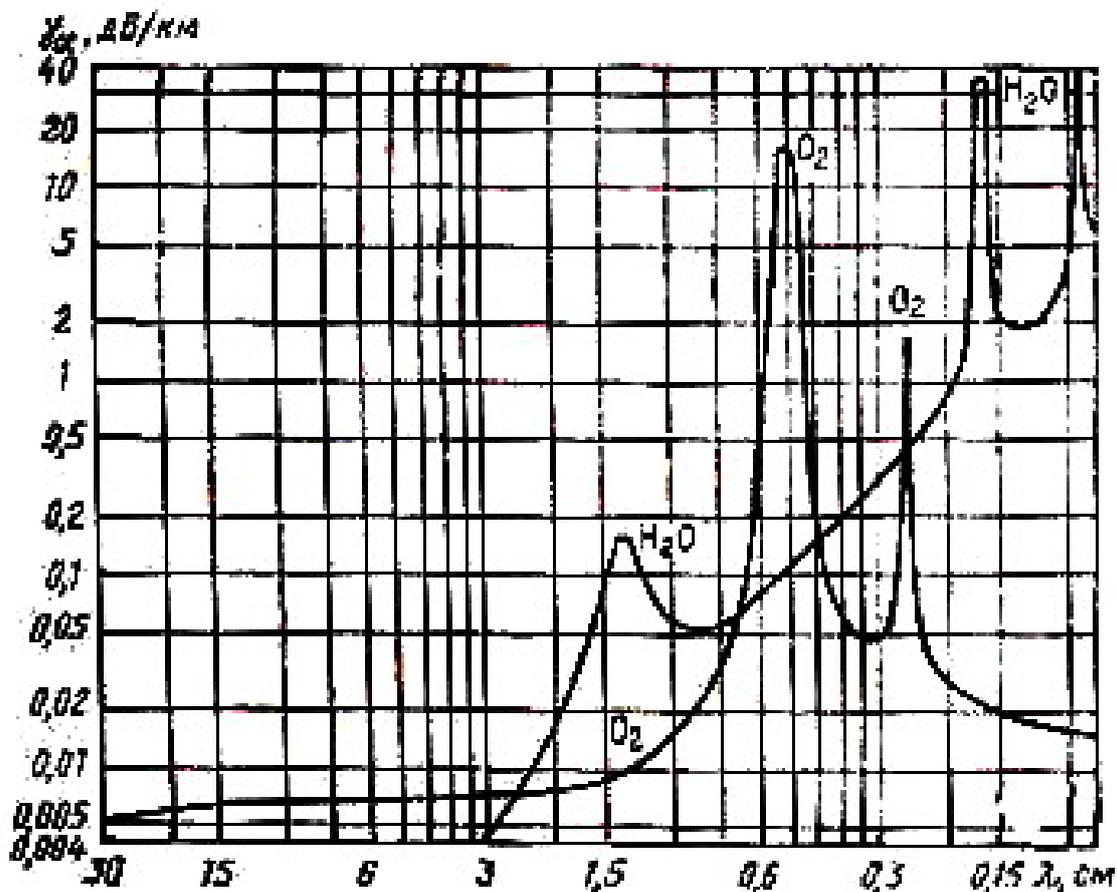


Рисунок 2.4 – Графики зависимости коэффициентов поглощения γ_{O_2} и $\gamma_{\text{H}_2\text{O}}$ для диапазона $\lambda = 30 \text{ см} \dots 1 \text{ мм}$

Так как величины T , p и $\rho_{\text{B}0}$ являются функциями высоты наблюдения над уровнем моря, то для установления зависимости коэффициентов γ_{O_2} и $\gamma_{\text{H}_2\text{O}}$ от высоты необходимо учесть зависимость этих величин для сухой стандартной атмосферы:

$$T = T_0 \cdot \exp(-0.023h); \quad p = p_0 \cdot \exp\left(-\frac{h}{8}\right); \quad \rho = \rho_{\text{B}0} \cdot \exp\left(-\frac{h}{H_0}\right), \quad (2.12)$$

где T_0 , p_0 , $\rho_{\text{B}0}$ – соответственно абсолютная температура, давление воздуха и абсолютная влажность на высоте $h = 0$; H_0 – характеристическая высота водяного пара, равная для средней полосы России примерно 2.6 км.

Учитывая формулы (2.10) – (2.12), соотношение для коэффициента суммарного поглощения кислородом и водяными парами можно записать в виде:

$$\gamma_a h = \gamma_{\text{O}_2} \cdot \exp\left(-\frac{h}{5.3}\right) + \gamma_{\text{H}_2\text{O}} \cdot \exp\left(-\frac{h}{2.1}\right), \quad (2.13)$$

где h выражается в километрах.

Формула (2.13) применима для волн сантиметрового и миллиметрового диапазонов, за исключением областей резонанса.

3 СТРУКТУРА ГИДРОМЕТЕООБРАЗОВАНИЙ И РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ИХ ЧАСТИЦ. ВЕРОЯТНОСТЬ ПОЯВЛЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОВ

Для определения радиолокационных характеристик (РЛХ) гидрометеорообразований необходимо их классифицировать, с тем, чтобы сложную метеобстановку на трассе распространения радиолокационных сигналов можно было представить в виде совокупности более простых явлений, поддающихся теоретическому исследованию [3].

Возможны различные подходы к классификации гидрометеорообразований, однако при решении поставленной задачи, сводящейся фактически к задаче исследования распространения радиоволн в статистически-неоднородной среде, целесообразной является классификация, основанная на группировании гидрометеорообразований по размерам и физическим свойствам образующих их частиц с учетом приемлемости гипотезы о сферичности частиц. При рассмотренном подходе классификация гидрометеорообразований будет выглядеть так, как показано на рисунке 3.1. Она соответствует определениям, принятым в 1956 г. Комиссией Всемирной метеорологической организации по изучению облаков и гидрометеоров. Согласно этой классификации все жидкие осадки делятся на дождь и морось.

Дождь – это водяные осадки, состоящие из капель радиусом более 0.25 мм. Наблюдения показывают, что капли радиусом больше 3.5 мм сплющиваются и разбиваются на более мелкие.



Рисунок 3.1 – Классификация гидрометеорообразований при выбранном подходе

Скорость падения капель дождя достигает 8...10 м/с. Морось – довольно однородные осадки, состоящие из большого количества капель радиусом меньше 0.25 мм. Интенсивность осадков при мороси не превышает $I_D = 0.25$ мм/ч. Скорость падения капель в неподвижном воздухе менее 0.3 м/с. Следо-

вательно, за модель дождя с полным основанием может быть принята совокупность сферических водяных капель, имеющих в среднем диаметры от $d_{\min} = 0.05$ см до $d_{\max} = 0.55$ см. Такая модель используется большинством исследователей при теоретическом определении РЛХ дождя. Вместе с тем имеются работы, авторы которых предлагают при исследовании РЛХ дождя учитывать капли диаметром вплоть до 0.2 мм.

Рассмотрим структуру простых гидрометеорообразований (дождь, град, снег, облака, туман), включающую геометрические размеры областей и распределение по ним гидрометеоров, а также вероятность появления этих образований.

Зная указанные параметры, а также законы распределения размеров частиц, составляющих простые гидрометеорообразования, и электрические свойства воды в различных ее агрегатных состояниях, можно определить РЛХ этих образований. На основе знания последних представляется возможным определить также РЛХ сложного гидрометеорообразования (например, дождь-морось, дождь-снег, дождь-туман и т.п.). Так, в предположении некогерентного рассеяния радиоволн частицами РЛХ сложных гидрометеорообразований будут аддитивными функциями РЛХ входящих в их состав простых гидрометеорообразований.

Дождь. Геометрические характеристики дождевых зон зависят от интенсивности дождя и климатических условий в районе выпадения, определенным образом связанных с географическими координатами этого района. Слабые дожди ($0.25 \text{ мм/ч} < I_{\text{д}} < 5 \text{ мм/ч}$) имеют значительную горизонтальную протяженность 400...500 км и более, дожди средней интенсивности (до 20 мм/ч) – до нескольких сотен километров, дожди интенсивности 25...35 мм/ч – ориентировочно 10...20 км и, наконец, дожди с $I_{\text{д}} \geq 40 \text{ мм/ч}$ имеют среднюю протяженность 7...8 км.

Следует отметить, что дожди в зоне их выпадения распределены неравномерно, особенно дожди с интенсивностью 40 мм/ч и более. Имеющиеся в литературе количественные данные о неравномерности дождей весьма различны, а их систематизация затруднительна, так как не существует единого метода измерения этих характеристик.

Различают дожди обложные и ливневые. Обложные дожди выпадают, как правило, из слоисто-дождевых фронтальных облаков и характеризуются небольшой интенсивностью (до 20 мм/ч) и незначительными ее изменениями во времени, а также малым размером капель.

Ливневые дожди выпадают из кучево-дождевых облаков. Они характеризуются большой ($I_{\text{д}} \geq 40 \text{ мм/ч}$), изменчивой во времени интенсивностью и сравнительно большим размером капель. Сильные ливни часто сопровождаются грозами. По данным Главной геофизической обсерватории, площадь радиоэхо от внутримассовых ливней, не сопровождающихся грозовыми явлениями (кривая 1, рисунок 3.2), достигает $S = 80 \text{ км}^2$. Наиболее часто такие ливни

наблюдаются на площади 10 км^2 . Площади грозовых ливней (кривая 2) могут достигать 150 км^2 при максимуме повторяемости 40 км^2 .

Вертикальная мощность ливневых облаков (протяженность по вертикали от нижней до верхней границы), по данным радиолокационного зондирования в Ленинградской области, достигает 8.4 км ; максимальная повторяемость вертикальной мощности для облаков, не дающих гроз, приходится на 3.6 км , а для грозовых облаков – на 5.5 км .

По литературным данным в центральных районах США средняя высота появления радиоэхо от очагов осадков составляет $2.3...3.1 \text{ км}$ над основанием облака. Через $8...11 \text{ мин}$ после начала выпадения дождя радиоэхо достигает максимальной величины. Средняя продолжительность существования радиоэхо от выпадающего ливня составляет $23...25 \text{ мин}$, хотя может достигать одного часа и более. Средняя скорость горизонтального перемещения очагов ливней $30...40 \text{ км/ч}$.

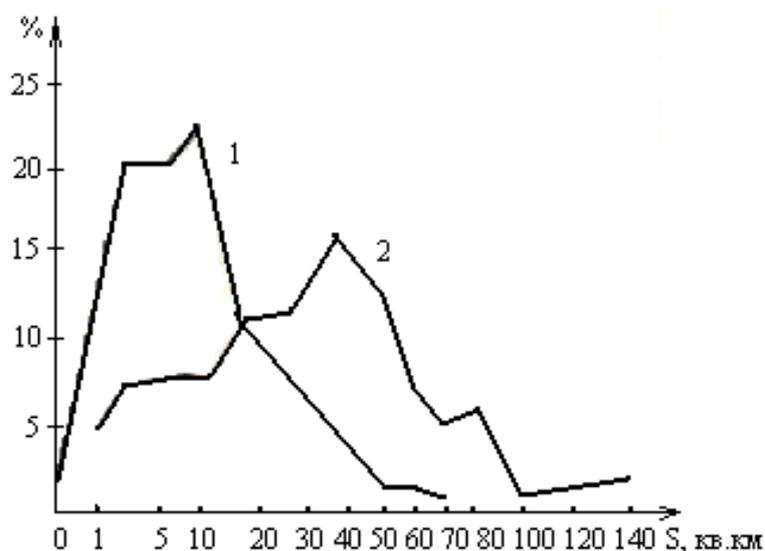


Рисунок 3.2 – Площадь радиоэхо от внутримассовых ливней, не сопровождающихся грозовыми явлениями

В начальный период выпадения дождя поверхности Земли достигают наиболее крупные, быстроснижающиеся капли. По истечении нескольких минут спектр размеров дождевых капель изменяется. Изменение со временем интенсивности дождя, а, следовательно, и спектра размеров капель зависит от того, каким является восходящий поток воздуха в облаке: непрерывным или прекращается после начала осадков [3].

Непрерывные восходящие потоки могут наблюдаться при подъеме воздушной массы по склонам гор, а также в холодном фронте. Прекращение восходящего потока с началом выпадения дождя характерно для внутримассовых осадков. Максимальная интенсивность осадков в зависимости от скорости непрерывного и прекращающегося восходящих потоков в облаках приведена на рисунке 3.3 (кривые 1 и 2, соответственно). Наиболее важные характеристики дождя из облаков, в которых восходящий поток прекращается с началом осадков, представлены в таблице 3.1.

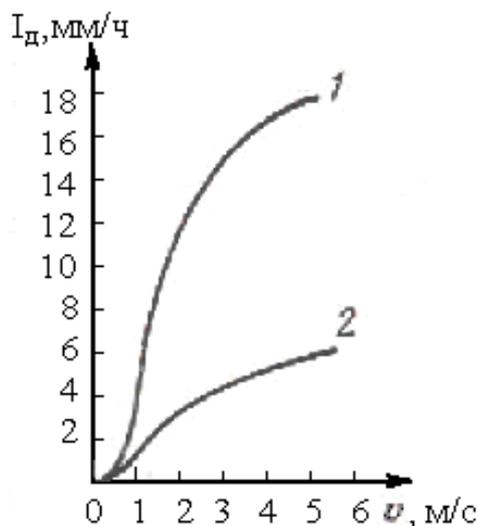


Рисунок 3.3 - Максимальная интенсивность осадков

Таблица 3.1 – Параметры ливневых дождей

Параметр	Значение параметра при скорости восходящего потока воздуха, м/с		
	0.1	0.5	0.75
Диаметр капель в начальный период их падения, мм	0.25	2.0	3.2
Время образования дождя	8 час. 10 мин.	2 час. 20 мин.	1 час 45 мин.
Максимальная интенсивность дождя, мм/мин	0.007	0.80	1.60
Количество осадков, мм	0.37	2.2	3.1
Диаметр капель в начальный период их падения, мм	3.5	3.5	3.5
Время образования дождя	1 час 25 мин.	55 мин.	40 мин.
Максимальная интенсивность дождя, мм/мин	2.20	3.80	6.40
Количество осадков, мм	3.7	6.1	11.3

Град. Образуется в мощных конвективных облаках преимущественно летом. Крупные размеры облачных капель и большое содержание капельно-жидкой воды в облаках способствуют образованию на падающих через переохлажденную часть облака ледяных частицах слоев сплошного льда. При

этом крупные капли замерзают с растеканием по поверхности градины. Иногда градины состоят из нескольких слоев сплошного прозрачного льда и рыхлого матового льда. Рыхлые слои образуются при падении градины через мелкокапельную сильно переохлажденную облачную зону, когда капельки замерзают с сохранением сферической формы. Частицы града обычно имеют форму ледяных шариков, но встречаются также полусферической, конической и чечевицеобразной форм. Размеры частиц града обычно не превышают нескольких миллиметров, но бывают случаи выпадения градин диаметром до 10...12 см. Плотность градины колеблется от 0.5 до 0.9 г/см³. Плотность мелкого града и ледяной крупы приблизительно 0.3 г/см³. Наблюдалось также выпадение полых градин и градин, содержащих каменистые, песчаные или растительные включения.

Максимальная интенсивность града наблюдается вскоре после начала его выпадения и зависит от скорости восходящего потока. Как и в случае ливневого дождя, размер градин, выпадающих в начальный период, почти не зависит от температуры на уровне основания облака. Время, требуемое для образования града, мало изменяется при скоростях восходящего потока от 2 до 10 м/с, и в среднем его можно считать равным 0.5 ч.

В процессе выпадения града изменение размера градин и интенсивности осадков определяется особенностями восходящего потока воздуха в области. Изменение размера (эквивалентного радиуса) градин при скорости восходящего потока 5 м/с представлено на рисунке 3.4. При непрерывном восходящем потоке (кривая 1) диаметр градин после начала выпадения града остается некоторое время постоянным, затем наблюдается резкое его уменьшение. При прекращении восходящего потока с началом выпадения осадков (кривая 2) диаметр градин резко уменьшается уже в первые минуты их выпадения.

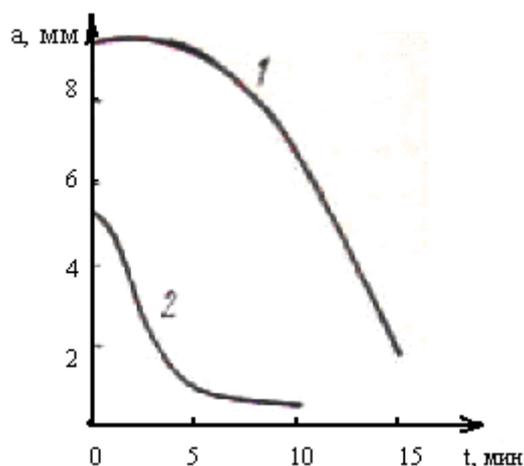


Рисунок 3.4 - Изменение размера градин

При падении градин в воздухе с положительной температурой поверхность их нагревается и подтаивает. Образовавшаяся вода распределяется по поверхности градины либо в виде тонкой водяной пленки, либо в виде слоя

смеси воды и льда. Этот факт имеет важное значение при расчетах отражения радиоволн от частиц града. При этом следует иметь в виду, что град может образовываться только при температуре внутри облака ниже 10...12 °С, а температура поверхности градины при таянии равна 0°С. Толщина водяной пленки на поверхности крупной градины к моменту падения ее на землю не превышает долей миллиметра. Град обычно выпадает узкой полосой шириной от долей километра до 10...15 км при длине от нескольких десятков километров до 800 м. Выпадение града обычно непродолжительно (5...10 мин).

Снег. Зимние осадки характеризуются большим разнообразием форм и размеров снежинок. Наиболее часто снежинки имеют следующие формы: иглы, плоские дендриты (звезды), пространственные дендриты, кристаллы с незамёрзшими каплями. Наибольшие размеры обычно имеют пространственные дендриты. Их поперечный размер достигает 8...10 мм, а форма характеризуется большой ветвистостью. Плоские дендриты по диаметру не превышают 4...5 мм. В определённых условиях имеет место коагуляция снежинок с каплями. При достаточно низкой температуре мелкие капли при ударе о поверхность снежинок замерзают, почти сохраняя свою форму. В результате появляются снежинки в форме обзерненных кристаллов. Характерная разновидность сильно обзерненных кристаллов – крупа, имеющая шарообразную или коническую форму; размер крупинок колеблется от долей миллиметра до 10...15 мм в диаметре.

Коагуляция снежинок друг с другом приводит к образованию хлопьев снега, размеры которых могут достигать 10 мм и более. Плотность хлопьев невелика и составляет 0.01...0.05 г/см³, в отличие от снежной крупы, плотность которой достигает 0.13 г/см³. Чаще всего хлопья образуются при температуре воздуха, близкой к 0°С. Однако отмечены случаи выпадения хлопьев и при низкой температуре, например –20°С. Длительность снегопадов достигает иногда нескольких суток. Достоверных сведений о пространственной протяжённости и неравномерности снегопадов в литературе нет.

Облака. Облаком называют видимое скопление продуктов конденсации или сублимации водяного пара на некоторой высоте. При этом в метеорологии под сублимацией понимают процесс перехода водяного пара в твёрдую фазу, минуя жидкую, тогда как в физике под сублимацией понимают обратное явление – испарение твёрдой фазы, минуя жидкую. Облака отличаются большим разнообразием форм и физического строения. В основу классификации облаков положены условия их образования и морфологический признак, т.е. внешний вид облаков.

В зависимости от условий образования все облака разделяют на три класса:

- кучевообразные – сильно развитые по вертикали, но имеющие сравнительно малую горизонтальную протяжённость. Образуются в результате интенсивных восходящих (конвекционных) движений воздуха;

- волнистообразные – слой облаков, имеющих большую горизонтальную протяжённость и вид «барашков», валов или гряд. Образуются в результате волновых движений воздуха;

- слоистообразные – слой облаков в виде сплошной пелены, горизонтальная протяжённость которых в сотни раз превосходит их вертикальные размеры. Образуются в результате медленных, плавных восходящих движений воздуха.

В зависимости от высоты расположения все облака подразделяются на четыре семейства: верхнего, среднего и нижнего ярусов, а также семейство облаков вертикального развития. Облака верхнего яруса располагаются на высоте более 6 км, среднего – на высотах 2...6 км, нижнего – от земной поверхности до высоты 2 км. Основания облаков вертикального развития располагаются на высоте облаков нижнего яруса, а вершины – на высоте облаков среднего или верхнего ярусов.

В зависимости от внешнего вида все облака разделяют на десять форм (родов), имеющих следующие русские названия и латинские обозначения: перистые (Ci); перисто-кучевые (Cc); перисто-слоистые (Cs), высококучевые (Ac); высокослоистые (As); слоисто-дождевые (Sn); слоисто-кучевые (Sc); слоистые (St); кучевые (Cu); кучево-дождевые (Cn).

Каждая из десяти форм облаков подразделяется на виды и разновидности. Перистые, перисто-кучевые и перисто-слоистые облака относят к облакам верхнего яруса, высококучевые – к облакам среднего яруса, слоисто-кучевые, слоистые и слоисто-дождевые – к облакам нижнего яруса. Высокослоистые облака обычно бывают в среднем ярусе, но нередко проникают и в верхний, а слоисто-дождевые из нижнего яруса проникают в средний и даже в верхний. Кучевые и кучево-дождевые облака, находясь в основании нижнего яруса, при развитии проникают в вышележащие ярусы.

Слоистые и слоисто-кучевые облака образуются при медленном подъеме и адиабатическом охлаждении воздуха. Кучевые и кучево-дождевые облака возникают при быстром вертикальном подъеме воздуха и обычно распространяются до верхней границы тропосферы, поэтому их относят к облакам вертикального развития.

По составу облака разделяют на три группы: водяные (жидкокапельные), состоящие из капель воды, а при отрицательных температурах – из переохлаждённых капель; ледяные (кристаллические), состоящие из ледяных кристаллов; смешанные, состоящие из смеси переохлаждённых водяных капель и ледяных кристаллов.

Облака верхнего яруса состоят из ледяных кристаллов и отличаются волокнистой и нитевидной структурой. Высокослоистые и слоисто-дождевые облака нередко образуют мощные слои, из которых в зависимости от температуры воздуха выпадает дождь или снег. Слоистые облака нижнего яруса бывают водяными или смешанными. Слоисто-кучевые и высококучевые облака образуются в тех случаях, когда поднимающийся воздух встречает слой с инверсией температуры, препятствующий дальнейшему подъему воздуха.

Эти облака имеют обычно небольшую вертикальную мощность. При большом влагосодержании воздуха и конвекции в подоблачном слое воздуха слоисто-кучевые облака могут дать небольшие осадки.

Кучевые и кучево-дождевые облака образуются вследствие термической конвекции. Вертикальная мощность её зависит от мощности неустойчиво стратифицированного слоя воздуха. Если влагосодержание воздуха и уровень конвекции невысок, т.е. на высоте 2...3 км располагается задерживающий слой устойчиво стратифицированного воздуха, то возникают плоские кучевые облака – так называемые кучевые облака хорошей погоды. Они характерны для спокойной летней погоды в антициклонах. Наоборот, при большом влагосодержании воздуха и неустойчивой его стратификации, распространяющейся до средней и верхней тропосферы, развивается мощная кучевая облачность, переходящая в кучево-дождевую. Выпадающие из этих облаков осадки имеют ливневый характер и часто сопровождаются грозами, градом и шквалами.

При образовании облаков первичными частицами, как правило, являются жидкие капли. Ледяные кристаллы образуются в облаке лишь в том случае, когда его верхняя часть достигает уровней с достаточно низкой температурой. Обычно считают, что кристаллизация облака, начинается близ уровня изотермы -10°C , а затем может распространяться на всю переохлажденную часть облака. Чисто водяные облака наиболее часто встречаются летом, чисто ледяные – зимой. Облака смешанного строения не имеют четко выраженной сезонности.

В общем случае вертикальная протяженность облаков может достигать 10 км, горизонтальная же протяженность слоистых облаков – до 1000 км, а кучевых – всего лишь до 10 км.

Микрофотографирование облачных капель показало, что около основания развивающихся водяных облаков встречаются лишь мелкие капли, радиус которых в нижнем слое облака толщиной 50...100 м не превышает 10...14 мкм. По мере поднятия вверх размеры капель растут. На высоте 400...500 м от основания облака встречаются капли радиусом 25...30 мкм, а на высоте 1000 м от основания облака – до 100 мкм.

Измерения влажности (количества капельно-жидкой воды в единице объема) W_d показали, что она сначала растет с высотой, достигает максимума, а затем в верхней части облака убывает из-за испарения. Положение максимума влажности облака относительно нижней его границы, как показывают экспериментальные исследования [6], связано с мощностью (толщиной) облака $h_{\text{об}}$ соотношением:

$$h_0 \approx K_{\text{пр}} h_{\text{об}},$$

где $h_{\text{об}}$ – высота слоя облака с максимальной влажностью относительно его нижней границы; $K_{\text{пр}}$ – коэффициент пропорциональности, равный 0.75...0.82.

Среднее значение максимальной влажности зависит от типа облаков и их мощности и составляет 0.1...0.6 г/м³. Однако влажность мощных кучевых облаков может достигать значительно больших величин.

По измеренной влажности и спектру облачных капель рассчитывают количество капель в единице объема. Данные такого расчета для кучевых облаков приведены в таблице 3.2. Дождевые капли, т.е. частицы, значительно превышающие по размеру облачные капли, в облаках различных форм имеют концентрацию от десятков до тысяч на кубический метр и даже при незначительной концентрации вносят существенный вклад в радиоэхо от облаков.

Таблица 3.2 – Средняя мощность и концентрация капель в кучевых облаках

Высота над основанием облака, м	Средняя мощность облака, г/м ³	Среднее число капель в 1 см ³
25	0.08	300
100	0.18	460
325	0.27	200
400	0.41	140
600	0.45	90
800	0.71	70
1000	0.97	70

Туманы. Туманом называют совокупность взвешенных в воздухе капель воды или кристаллов льда, снижающих видимость до 1 км и менее. При видимости от 1 до 10 км совокупность взвешенных капель воды или кристаллов льда называют дымкой, а совокупность взвешенных в воздухе твердых частиц – мглой. В зависимости от дальности видимости различают следующие виды туманов и дымок: сильный туман – видимость менее 50 м, умеренный 50...500 м, слабый 500...1000 м, умеренная дымка 1...2 км, слабая 2...10 км.

В зависимости от вида процесса, приводящего к образованию тумана, различают радиационные, адвективные туманы и туманы восхождения. Радиационные туманы образуются в результате охлаждения земной поверхности и прилегающего слоя воздуха под влиянием излучения и турбулентного перемешивания. Адвективные туманы образуются в теплой воздушной массе, перемещающейся на более холодную подстилающую поверхность. Туманы восхождения образуются вдоль склонов гор и возвышенностей под действием лучей восходящего солнца.

Влажность туманов изменяется в широких пределах – от тысячных долей до 1.5...2 г/м³. С ростом температуры влажность туманов охлаждения (радиационных и адвективных) увеличивается, а туманов испарения (восхождения), образующихся под влиянием притока водяного пара, наоборот, уменьшается. Сведения о распределении влажности туманов по высоте крайне ограничены.

По имеющимся экспериментальным данным, водность туманов и дальность видимости в них существенно изменяются с высотой лишь вблизи земной поверхности и верхней границы туманов. В большей же своей части туманы по вертикали достаточно однообразны. Горизонтальная протяженность туманов может достигать нескольких сотен километров при вертикальной протяженности до тысячи метров.

Экспериментальными исследованиями установлено, что число капель в 1 см^3 изменяется от 0.5 до 93 в адвективных туманах, от 50 до 860 – в радиационных и от 70 до 500 – в туманах испарения средней интенсивности. Размеры капель изменяются в широких пределах – от долей микрона до нескольких десятков микрон. Большинство капель имеет радиус от 2 до 18 мкм.

Повторяемость видимости в туманах характеризуется следующими данными (таблица 3.3).

Таблица 3.3 – Повторяемость видимости в туманах

Видимость, м	<50	51... 200	201... 400	401... 600	601... 800	801... 1000	>10000
Повторяемость, %	6.4	43.3	33	13.3	1.5	1.5	1.0

Поскольку дальность видимости непосредственно связана с водностью тумана, то приведенные данные, по существу, одновременно содержат сведения о повторяемости туманов различного вида.

Атмосферная пыль также может влиять на распространение радиолокационного сигнала. Частицы пыли в атмосфере имеют различное происхождение – космическое (от сгорания метеоров), эрозионное, промышленное и др. Частицы пыли космического происхождения невелики – диаметром 10^{-5} см, а их доля в общем количестве пыли существенна только в верхних слоях атмосферы. Пыль больших городов состоит главным образом из частиц сажи и золы размером от $5 \cdot 10^{-4}$ до $17 \cdot 10^{-4}$ см. Концентрация пыли в больших городах от $0.2 \cdot 10^{-3}$ до $26 \cdot 10^{-3}$ г/м³. Эрозионная пыль неорганического происхождения, образующаяся при выветривании земной поверхности, состоит из частиц кремнезема, кварца, слюды. Пылинки из кварца и слюды имеют диаметр от $1.6 \cdot 10^{-4}$ до $8 \cdot 10^{-4}$ см, кремнезема – от $10 \cdot 10^{-4}$ до $30 \cdot 10^{-4}$ см.

Достоверных данных о повторяемости атмосферных аэрозолей нет. Однако можно утверждать, что атмосферная пыль постоянно присутствует в атмосфере.

Для расчета радиолокационных характеристик гидрометеообразования необходимо знать также электромагнитные параметры воды при различных ее агрегатных состояниях в интересующих диапазонах радиоволн и функции (законы) распределения числа частиц по их размерам, характеризующих тонкую структуру гидрометеообразования. Относительную магнитную проницаемость для всех расчетов принимают равной единице ($\mu = 1$). Действительная

ε' и мнимая ε'' части комплексной диэлектрической проницаемости $\tilde{\varepsilon} = \varepsilon' - j\varepsilon''$ и связанный с ней комплексный коэффициент преломления воды $\dot{n} = n' - jn'' = \sqrt{\tilde{\varepsilon}}$ при различных ее агрегатных состояниях (вода, переохлажденная вода, лед) определяют комплексный коэффициент распространения:

$$\dot{k} = \omega \sqrt{\mu_a \varepsilon_a} = \frac{\omega}{c} \sqrt{\tilde{\varepsilon}} = \frac{2\pi}{\lambda} \dot{n},$$

где λ – длина волны круговой частоты $\omega = 2\pi f$ в вакууме; f – частота радиоволны.

4 ДИЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ, ЛЬДА И СНЕГА

Для расчета рассеивающих свойств различных гидрометеоров необходимо знать их диэлектрические свойства [1]. Диэлектрические свойства обычно описываются комплексной диэлектрической проницаемостью $\varepsilon = \varepsilon_r - j\varepsilon_i$ или комплексным показателем преломления $N = N_r - jN_i$. Их мнимые части определяют потери в веществе. Эти две характеристики связаны простым соотношением

$$N = \sqrt{\varepsilon}. \quad (4.1)$$

Диэлектрические свойства жидкой воды при длинах волн более 1 мм обусловлены дипольной природой молекулы воды, а при длинах волн менее 1 мм диэлектрические свойства зависят от резонансных поглощений в молекуле. Диэлектрические свойства зависят не только от частоты, но и от температуры. Хотя электролиты в воде могут изменять диэлектрические свойства в силу своей ионной проводимости, в диапазонах сантиметровых и миллиметровых волн вклад этого эффекта пренебрежимо мал. Доказано [1] наличие ряда полос поглощения в инфракрасной (ИК) области спектра. В сантиметровом и миллиметровом диапазонах имеется область дипольного резонансного поглощения. При изменении температуры от -8 до 30 °С длина волны, соответствующая максимуму поглощения, сдвигается с 3 до 1 см (частоты от 10 до 30 ГГц).

Для льда центр температурно-зависимой области дебаевского поглощения находится в диапазоне длин волн от 1 до 100 см, а полосы резонансного поглощения лежат в ИК-диапазоне. Поскольку область сантиметровых и миллиметровых волн находится между этими двумя группами полос поглощения, действительная часть N принимает почти постоянное значение, равное 1.78 и не зависящее от частоты и температуры, а мнимая часть (потери) имеет пренебрежимо малую величину.

Снежинки представляют собой сложную смесь льда с воздухом, водой или с тем и другим вместе. Относительное содержание и форма отдельных составляющих могут значительно меняться в зависимости от внешних метеорологических условий, в которых находятся снежинки. При теоретическом рассмотрении электрических свойств такой смеси полагают, что размеры компонент достаточно велики, чтобы каждая из них проявила свои диэлектрические свойства, и в то же время достаточно малы по сравнению с длиной волны, что позволяет использовать квазистатическое приближение. Тем не менее, нахождение «эффективной» диэлектрической функции такой смеси представляет собой чрезвычайно сложную проблему в силу большого числа взаимодействий, которые могут происходить между компонентами веществ. В результате, решение можно получать только в виде некоторых приближений.

На рисунке 4.1 представлены зависимости экспериментальной и расчетной эффективной диэлектрической проницаемости снега от плотности льда (кг/м^3). Кружками отмечены результаты измерений на сухом льде (смесь льда и воздуха) при температуре -18°C . Измерения проводились на частоте 9.375 ГГц. Сплошной линией показаны результаты расчета по уравнениям эффективной диэлектрической проницаемости для среды со сферическими включениями. Величина u зависит от формы компонент и называется коэффициентом формы. Когда вещества имеют вид плоских слоёв, параллельных силовым линиям электрического поля, u стремится к бесконечности. Когда слои перпендикулярны направлению электрического поля, u стремится к нулю.

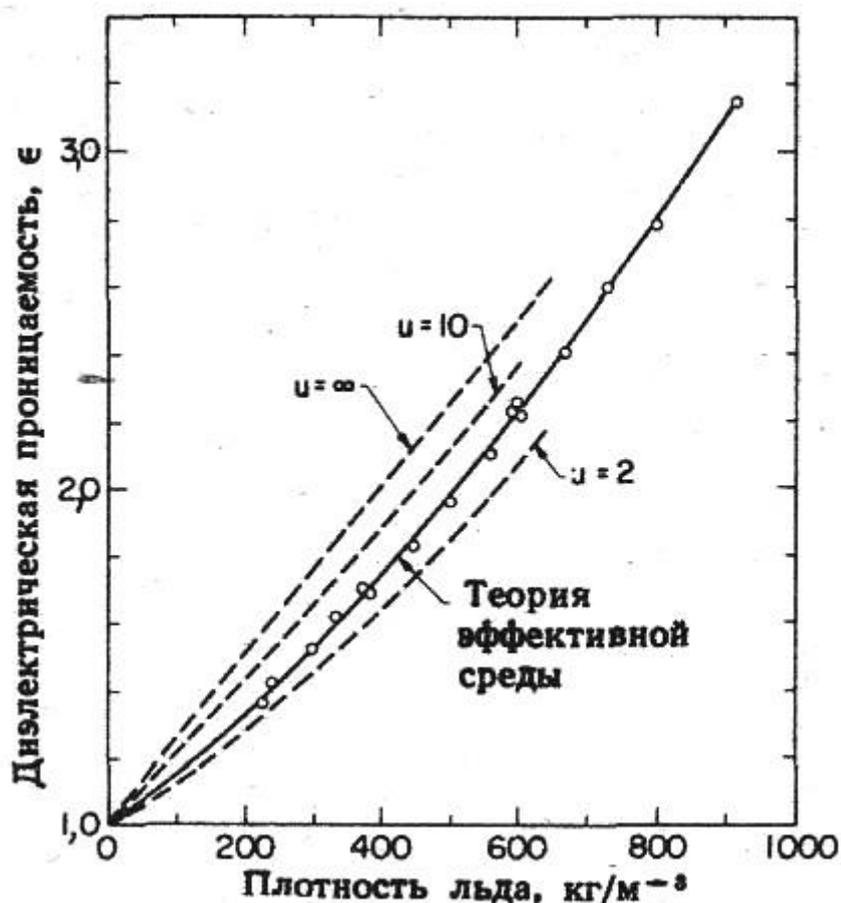
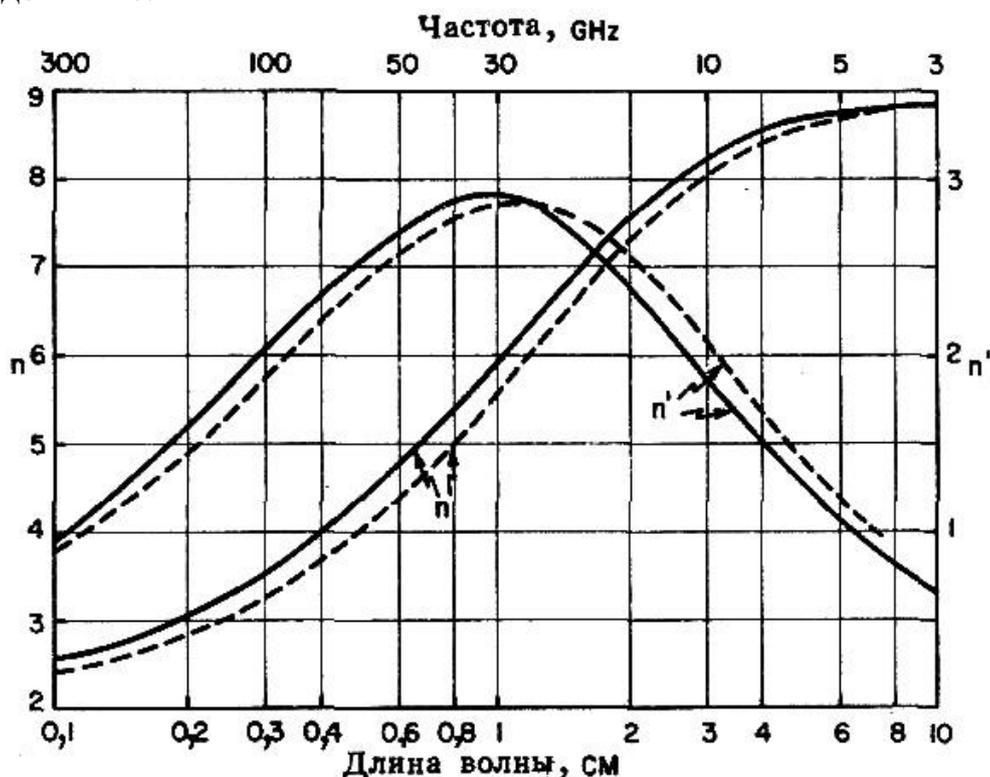


Рисунок 4.1 – Зависимости экспериментальной и расчетной эффективной диэлектрической проницаемости снега от плотности льда

На рисунке 4.2 приведены наиболее надёжные результаты измерений [7] действительной (описывающей преломление) и мнимой (ответственной за поглощение) компонент показателя преломления воды в диапазоне длин волн от 1 мм до 10 см. Соответствующая частотная шкала (от 3 до 300 ГГц) показана на верхней оси абсцисс. Кривые представляют собой типичную дисперсионную пару и показывают, что резонанс в воде имеет место на длине волны около 1 см (частота 30 ГГц). Описанное здесь поглощение в жидкости не сле-

дует путать с поглощением в газообразной воде (водяном паре), речь о котором пойдёт ниже.



n и n' – действительная и мнимая части показателя преломления, описывающие рефракцию и тепловые потери соответственно; кривые, проведённые сплошной и пунктирной линиями [7] – это наилучшие оценки, полученные на основе измерений

Рисунок 4.2 – Показатель преломления воды при 20⁰C

Следует отметить, что для замёрзшей воды (большинство облаков состоит из мелких кристаллов льда) графики, изображённые на рисунке 4.2, неприменимы, а резонанс потерь сдвигается в область значительно больших длин волн. В итоге оказывается, что потери из-за льда и сухого снега на УКВ очень малы. С другой стороны, туман, как известно, состоит из мелких капель жидкости; однако плотность воды в сильном тумане составляет меньше одной двенадцатой от плотности в сильном дожде, так что ослабление в тумане мало. Следующий эффект хорошо известен тем, кто занимается наземными радиорелейными линиями. Он состоит в замираниях сигнала, вызываемых слоистостью профиля показателя преломления тропосферы или другими его аномалиями. Эти замирания на УКВ наблюдаются только на горизонтальных трассах, откуда следует, что взаимодействие излучения с тропосферой существенно только при скользющем падении на слои. Однако для типичных космических трасс, связывающих земную станцию со спутником, угол возвышения превосходит несколько градусов, так что этот тип замираний не причиняет беспокойства, и потому не будет рассматриваться детально, равно как и относительно слабые мерцания, возникающие из-за неоднородности показателя преломления тропосферы.

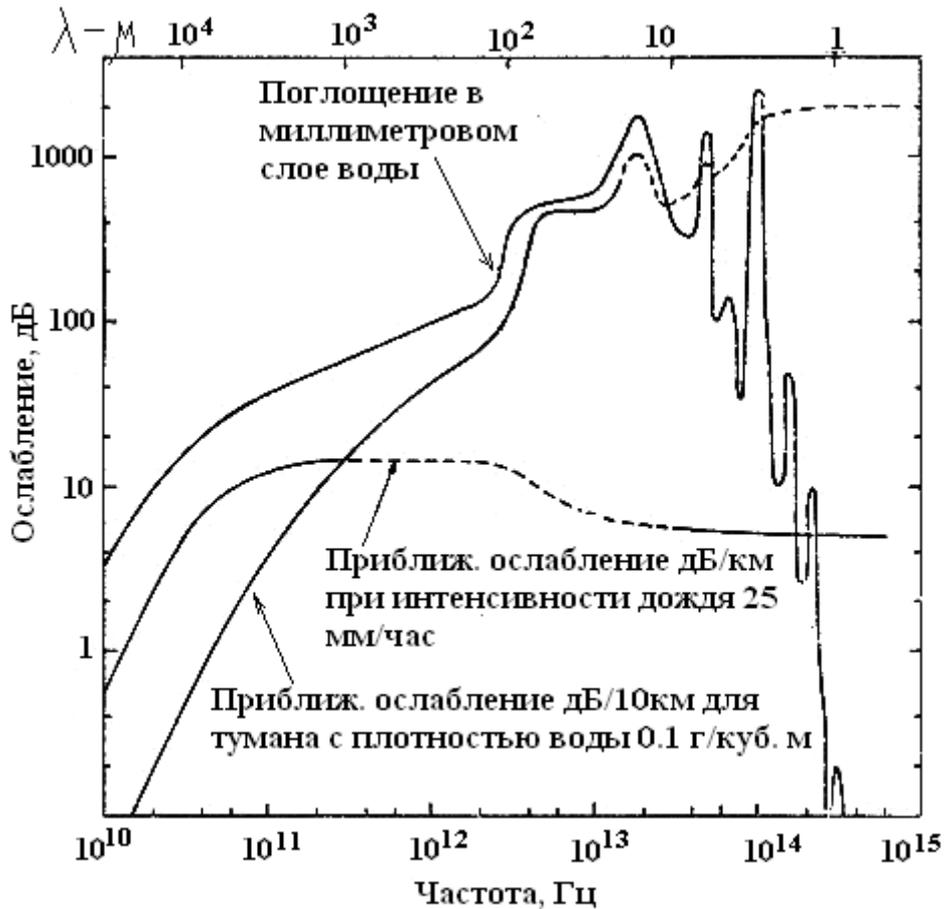
теля преломления. Распространяясь вдоль космической трассы, сигналы низкочастотного участка сантиметрового диапазона (например, четырехгигагерцовые) искажаются в ионосфере из-за вращения плоскости поляризации (эффект Фарадея); кроме того, происходят и некоторые другие изменения сигнала, которые наиболее существенны для земных станций, расположенных вблизи экватора. Однако можно ожидать, что ионосфера оказывает пренебрежимо малое влияние на работу более высокочастотных систем.

Можно сравнить знания о видимости в дожде и в тумане со свойствами СВЧ-излучения. Например, в сильный дождь видно дальше, чем в тумане. В то же время, как указывалось выше, содержание жидкой воды в тумане значительно меньше, и он ослабляет СВЧ-излучение в значительно меньшей степени, чем дождь. Прямое сравнение можно провести при помощи графика, где ослабление представлено как функция частоты при заданном полном количестве жидкой воды вдоль трассы. Графики на рисунке 4.3¹ показывают, каково ослабление в воде, находящейся в одной из трех форм, причем полное количество воды вдоль трассы в каждом случае составляет 1 мм. Вдоль оси абсцисс отложена частота, изменяющаяся от 10^{10} до $6 \cdot 10^{14}$ Гц. Кривая с многочисленными резонансами описывает поглощение в слое жидкой воды толщиной 1 мм. На частоте 10 ГГц поглощение составляет примерно 4 дБ и в инфракрасной области быстро возрастает с увеличением частоты. С другой стороны, на оптических частотах потери в слое воды меньше 0.1 дБ. При построении этого графика не учитывалось отражение от поверхностей слоя, однако его удобно использовать в качестве эталона. Две другие кривые дают ослабление в дожде интенсивностью 25 мм/ч (содержание воды 1 г/м^3) на трассе в 1 км и ослабление в тумане с содержанием воды 0.1 г/м^3 на 10 км трассе; в обоих случаях полное количество воды вдоль трассы равно толщине слоя, т.е. 1 мм. На УКВ ослабление в дожде значительно сильнее, чем в тумане, а для оптической части спектра справедливо обратное. Это обусловлено тем, что на УКВ вода поглощает излучение, в то время как на оптических частотах поглощение пренебрежимо мало и ослабление происходит из-за рассеяния; последнее обратно пропорционально размеру капель. Слой воды вызывает значительно большее ослабление СВЧ-излучения, чем то же количество воды в других формах. Это следует учитывать при конструировании антенн.

Почти все, что мы знаем о распространении СВЧ-излучения через дождь, стало известным благодаря измерениям на приземных трассах. Первостепенную важность имеет надежность связи, которая определяется ослаблением в дожде. Другим важным вопросом является сохранение первоначальной поляризации, поскольку оно определяет возможность передачи двух сигналов на одной частоте при ортогональных поляризациях. Оказывается, что в географических районах, где сильные дожди довольно часты, надежность

¹ Ослабление в дожде быстро уменьшается на частотах ниже 10 GHz. Кривые для дождя и тумана на рисунке 4.5 почти сливаются на частотах, меньших 1 GHz.

связи по одной трассе недостаточна для построения высоконадежных систем связи.



(эффективная толщина водного слоя на пути распространения во всех случаях составляет 1 мм)

Рисунок 4.3 – Сравнение ослаблений в различных формах воды

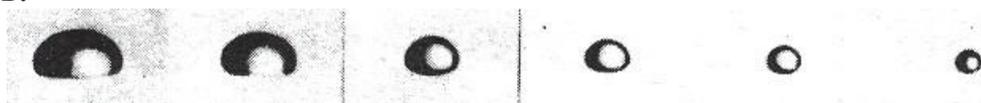
5 МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КАПЕЛЬ ДОЖДЯ, СНЕГА И ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ

5.1 Форма и скорость падения дождевых капель

Размеры капель дождя меняются от очень малых до весьма значительных. Самые малые дождевые капли имеют размеры капель в облаках. Радиус самых больших не превышает 4 мм, так как при большем радиусе капли гидродинамически неустойчивы и разрушаются [1].

Впервые форма капель дождя изучалась метеорологами, поскольку она связана с другими метеорологическими параметрами, например скоростью падения капель и порогом их разрушения.

Многие исследователи измеряли форму капель по фотографиям. Ряд измерений производился в то время, когда капли зависали в воздушном потоке в вертикальной аэродинамической трубе, другие были сделаны в момент, когда скорость капли достигала установившегося значения после падения с достаточно большой высоты (около 12 м) в неподвижном воздухе. Измерения показали, что капли воды радиусом более 1 мм имеют форму сплюснутого сфероида с уплощенным основанием. Наибольшее количество измерений формы капель выполнено Пруппахером и Бердом. Они использовали вертикальную аэродинамическую трубу и принимали специальные меры, сводящие к минимуму турбулизацию потока, что позволяло получать капли идеальной формы. На рисунке 5.1 показаны типичные формы капель воды различных размеров.



(радиусы эквивалентных по объему сфер слева направо:
4.00; 3.675; 2.90; 2.65; 1.725 и 1.35 мм)

Рисунок 5.1 – Фотографии капель воды различных размеров, падающих в воздухе с установившейся скоростью

Фотографии, полученные другими исследователями, показывают различные асимметричные искажения формы капель, а также вибрации капель в направлении оси симметрии (рисунок 5.2).



Рисунок 5.2 – Вибрация больших водяных капель, диаметр 5 мм

Частично такое явление может быть вызвано растяжением капель в момент их отрыва от выходного отверстия генератора капель, а частично – турбулентностью воздушного потока в аэродинамической трубе. В реальной ат-

мосфере действует много факторов, вызывающих турбулентность и, следовательно, будет происходить вибрация капель (считается, что основная причина турбулентности состоит в образовании кильватерных следов за падающими каплями дождя). Более того, сами фотографии капель указывают на наличие таких вибраций.

Джонсом [1] проводились измерения формы капель с помощью двух камер, оптические оси которых ортогональны и расположены в горизонтальной плоскости, с целью нахождения реального отношения осей. Результаты показывают, что форма изменяется в широких пределах от сплюснутых до вытянутых сфероидов. Например, для капель, эквивалентных по объёму сфере радиусом $a_0 = 1.5$ мм, отношение осей a/b варьируется от 0.6 до 1.2, где $2a$ – высота, а $2b$ – ширина капли. В другой работе использовалась одна камера, поэтому измеряемая форма была проекцией капель дождя на вертикальную плоскость, нормальную к горизонтальной оптической оси. Результаты измерений показали, что величины отношения осей лежат в более узком диапазоне. Например, для капель, эквивалентных по объёму сфере радиусом 1.5 мм, отношение осей менялось в пределах: 0.75...1.0.

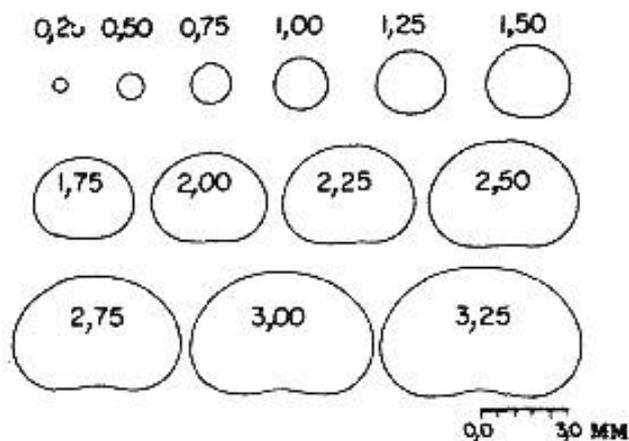
Разница отношений осей в двух упомянутых исследованиях представляется большой, даже если принять во внимание различие методов и условий измерений.

Форму капель дождя, падающих с установившейся скоростью, можно рассчитать теоретически, решив уравнение, описывающее баланс внутреннего и внешнего давления на поверхности капли. Однако аналитически решить такое уравнение почти невозможно. Предположив, что деформированная капля представляет собой сплюснутый сфероид и, используя ряд экспериментальных коэффициентов, Шпильхауз [1] рассчитал отношение осей очень больших капель. Однако он не учитывал некоторые силы, действующие на каплю. Имаи [1] рассчитал форму малых капель в предположении потенциального потока вокруг капли и пришел к выводу, что деформированная капля хорошо аппроксимируется сплюснутым сфероидом. В силу принятых ограничений его подход применим к очень малым каплям ($a_0 < 0.5$ мм).

Трудность решения уравнения баланса давлений обусловлена тем, что аэродинамическое давление на поверхности капли не известно. Пруппахер и Питтер нашли, что измеренное аэродинамическое давление на поверхности жесткой сферы очень близко к соответствующему давлению на поверхности водяной капли за вычетом внутреннего давления, обусловленного внутренней циркуляцией. Давление на поверхности капли рассчитывалось по измеренной форме падающей капли. Полученный результат был использован при численном решении уравнения баланса давлений для водяных капель различных размеров. Сравнение рассчитанных и измеренных форм капель показывает их превосходное совпадение. Рисунок 5.3 иллюстрирует форму тринадцати капель, эквивалентных по объёму сферам радиусом от 0.25 до 3.25 мм.

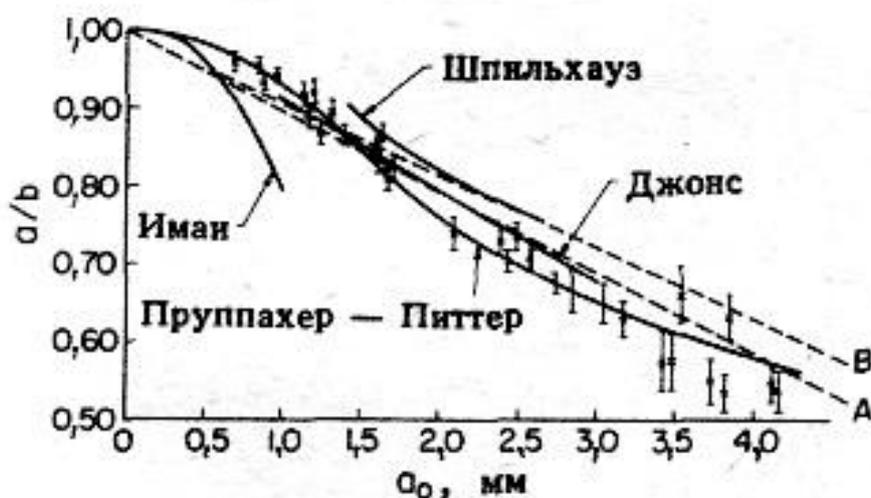
На рисунке 5.4 сплошной линией показана теоретическая зависимость между отношением осей a/b и радиусом a_0 эквивалентной по объёму сферы.

Для сравнения на том же рисунке показаны две другие зависимости, полученные по более ранним методикам, и средние отношения осей по измерениям в дождях. Точки и вертикальные штрихи представляют значения, измеренные Пруппахером и Бердом, а также Пруппахером и Питтером. Согласие между теорией и измерениями представляется удовлетворительным.



(числа характеризуют радиусы эквивалентных по объему сфер)

Рисунок 5.3 – Расчетные формы тринадцати капель воды



Жирной сплошной кривой представлены результаты расчета по теории Пруппахера и Питтера, а точками и вертикальными отрезками – результаты их измерений. Две сплошные кривые Имай и Шпильхауза представляют расчеты по более ранним теориям. Сплошная кривая Джонса показывает результаты измерений средних значений отношения осей сплюснутых капель. Две штриховые линии *A* и *B* представляют соотношения, использованные при расчетах рассеивающих свойств сплюснутых сфероидальных капель дождя

Рисунок 5.4 – Экспериментальные и расчетные соотношения между отношением осей a/b и радиусом a_0 эквивалентных по объему сфер

Установившаяся скорость падения капель дождя измерялась многими исследователями. Скорость падения увеличивается с ростом размеров капель. Однако при радиусах капель более 1 мм темп увеличения установившейся

скорости падения постепенно уменьшается, а при радиусе около 2.5 мм скорость достигает максимума, приблизительно составляющего 9 м/с. Дальнейшее увеличение размера капли ведет к некоторому уменьшению скорости падения, после чего капля достигает размера, при котором происходит ее разрушение. Наличие максимума установившейся скорости падения обусловлено деформацией капель дождя; скорость падения «сферической» капли превосходит 9 м/с, когда радиус капли превышает 2.5 мм. Установившаяся скорость падения зависит от атмосферного давления, влажности и температуры.

Пожалуй, наибольшее количество измерений установившейся скорости падения проведено Ганном и Кинзером [1]. Медхарст [1] построил зависимости от размера капель для значений Ганна и Кинзера, а также результатов измерений Дэвиса, взятых из работы Беста (рисунок 5.5). Значения установившейся скорости падения, определенные по этому рисунку, нужны для расчета числа капель в единице объема. Измерения Ганна и Кинзера выполнены при атмосферном давлении 1013 мбар, температуре 20°C и относительной влажности 50%.

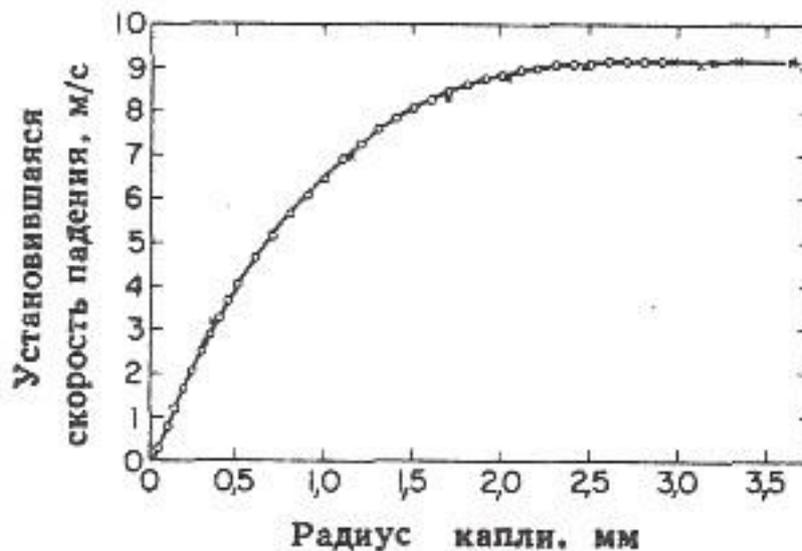


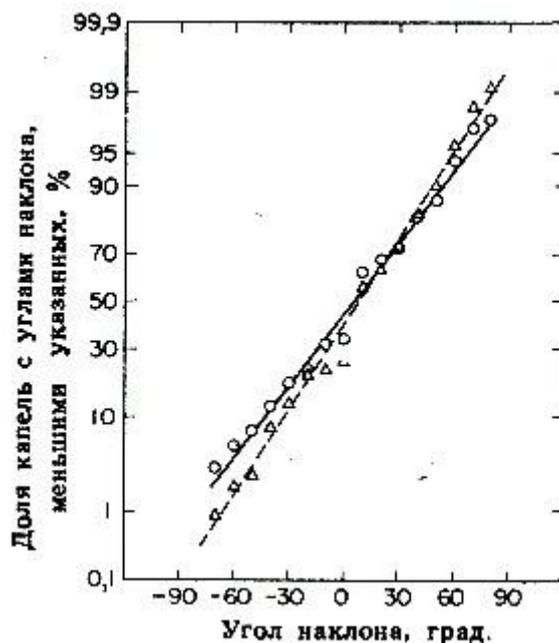
Рисунок 5.5 – Соотношение между установившейся скоростью падения дождевых капель и их радиусом

5.2 Угол наклона капель дождя

Оси несферических капель в атмосфере не обязательно выстраиваются в вертикальном направлении, а могут отклоняться от вертикали под действием различных аэродинамических сил. Более того, углы наклона осей капель, отсчитываемые от вертикали, различны у различных капель и образуют угловое распределение со средним значением около нуля.

Первые измерения наклона капель были выполнены Сондерсом [1]. Он проанализировал фотографии 463 капель дождя, полученные с помощью фотокамеры во время двух сильных дождей в 1964 г. персоналом гидрологиче-

ской станции штата Иллинойс и измерил угол между главной осью изображения капли и горизонтальной осью. Поскольку углы измерялись по двумерной проекции капель на плоскости, перпендикулярной оптической оси камеры, эти углы не обязательно равны трехмерным «реальным» углам наклона капель. Однако выяснилось, что важна только составляющая угла наклона в плоскости, перпендикулярной направлению распространения. На рисунке 5.6 приведено кумулятивное распределение углов наклона для двух дождей. Кружками и треугольниками обозначены экспериментальные точки, взятые из работы Сондерса, а сплошная и штриховая линии проведены по точкам на глаз. Хотя параметры этих двух дождей были различны, распределения очень схожи и весьма близки к нормальным. Из рисунка видно, что средний угол наклона составляет около $+7^\circ$ и что примерно у 40% капель углы положительные и превышают 15° , в то время как 25% имеют отрицательные углы меньшие -15° .



Кружки и треугольники – экспериментальные точки, полученные в двух дождях с интенсивностями соответственно 28 и 75 мм/ч.

Сплошная и штриховая линии проведены «на глаз»

Рисунок 5.6 – Кумулятивное распределение углов наклона

Другая серия измерений углов наклона капель была выполнена Угаи и Акимото [1]. Они приняли модель углов наклона, показанную на рисунке 5.7. Угол наклона θ в их модели состоит из двух компонент φ и Θ , где φ – угол между вертикальной осью и траекторией падения капли, а Θ – угол между траекторией полета и осью капли. Угол Θ можно рассматривать как угол колебания капли.

Все эти углы определены по двумерным проекциям капель, перпендикулярным оптической оси. Результаты измерений в двух дождях показывают, что кумулятивные распределения всех трех углов грубо можно считать нор-

мальными. Средние значения углов θ и φ зависят от направления ветра. Значение Θ в одном дожде близко к 0° , в то время как в другом оно отлично от нуля. На рисунке 5.8 приведен пример результатов измерений углов наклона. Точки на рисунке изображают кумулятивное распределение угла θ по измерениям 222 капель, проведенным в 1976 г., а прямая линия представляет нормальное распределение, построенное с использованием измеренных среднего значения и дисперсии. Средний угол наклона для этого примера составил около 12° , причем для приблизительно 40% капель положительный угол превышал 15° , а 3% имели отрицательный угол меньше -15° .

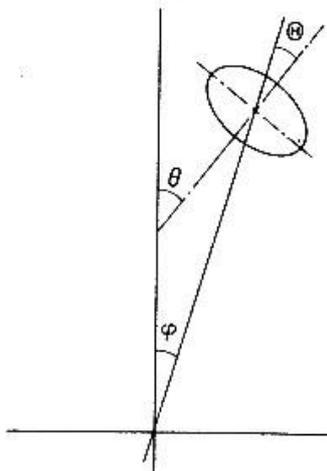
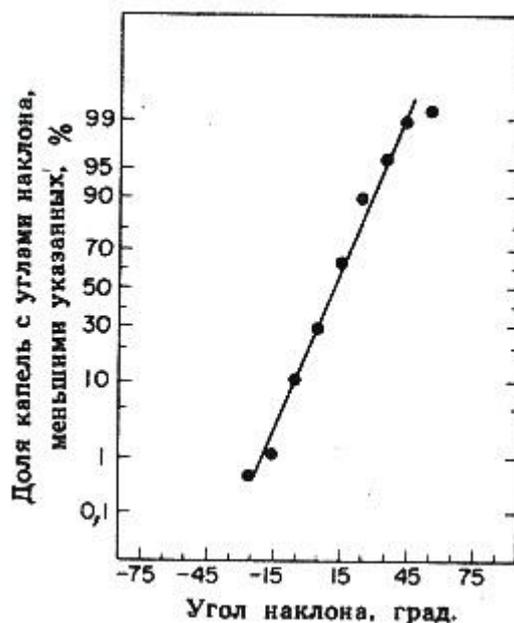


Рисунок 5.7 – Модель углов наклона капель



темные кружки представляют данные измерений по 222 каплям, а прямая получена методом аппроксимации

Рисунок 5.8 – Кумулятивное распределение углов наклона

Угаи и Акимото анализировали также зависимость углов наклона от размера капель. Они разделили капли дождя по радиусам равнообъемных

сфер на группы с интервалом 0.5 мм и построили кумулятивные распределения углов наклона для каждого интервала. Было показано, что каждое распределение опять-таки близко к нормальному. Однако корреляции между параметрами распределения и размером капель отмечено не было.

Физическая модель углов наклона капель предложена Бруссаром [1]. Основное предположение в этой модели состоит в том, что ось симметрии капли всегда параллельна направлению потока воздуха вокруг капли. Направление воздушного потока определяется векторной суммой двух ортогональных компонент: 1) вертикальной компоненты, обусловленной падением капель дождя, и 2) горизонтальной компоненты, равной вертикальному градиенту горизонтальной скорости ветра. В этой модели ветер представляется в виде горизонтального ламинарного потока. Вертикальный градиент зависит от шероховатости земной поверхности. В предположении о средней шероховатости поверхности были рассчитаны углы наклона капель различного размера. Расчетный угол наклона капли радиусом 1.5 мм на высоте 10 м над поверхностью земли составлял около 10° при скорости ветра 15 м/с. Было показано, что с увеличением высоты угол наклона уменьшается. Кроме того, в этой модели угол наклона зависит от размера капли. Однако степень увеличения наклона уменьшается, когда радиус капель превышает 1.0 мм, а для капель радиусом более 2.0 мм угол наклона становится почти постоянным. Такая зависимость угла наклона от размера согласуется с выводом Угаи и Акимото о том, что параметры распределения углов наклона почти не зависят от размеров капли, если радиус капли превышает 1.5 мм. Связь угла наклона капель с направлением ветра в модели Бруссара подтверждается измерениями Угаи и Акимото, а также радиофизическими измерениями. Модель дает «среднее значение» углов наклона для каждого размера капли и поэтому не объясняет довольно широкое распределение углов, получаемое при измерениях.

Для объяснения распределения углов Маер и другие рассмотрели влияние турбулентных порывов. Их основное предположение состояло в том, что капли осесимметричны, а их оси располагаются в направлении воздушного потока. Они предположили также, что горизонтальная скорость ветра состоит из постоянной составляющей и составляющей, изменяющейся по синусоидальному закону с малой амплитудой. В силу своей инерционности капля не может совершать колебания и, следовательно, на нее воздействует дифференциальный горизонтальный воздушный поток, имеющий положительный или отрицательный знак и зависящий от времени. Полагалось, что дифференциальная сила, соответствующая такому горизонтальному потоку, влияет на распределение углов около среднего угла наклона, значение которого определено Бруссаром. Амплитуда и частота горизонтальных колебаний ветра взяты из измерений. Поскольку дифференциальная сила зависит от размера капли, для сравнения с экспериментальными распределениями необходимо рассматривать влияние всех капель. Распределения углов, рассчитанные с использованием метеорологических параметров, взятых из работы Сондерса [1], в ос-

новном совпадают с результатами его измерений. Аналогично, в работе [1] рассчитывалось распределение углов наклона падающих капель дождя путем решения дифференциального уравнения горизонтального движения капли в предположении синусоидальных колебаний скорости горизонтального ветра, причем параметры колебаний (энергетический спектр) были взяты из работы Давенпорта [1]. Распределения углов, рассчитанные с использованием подробных экспериментальных данных Сондерса [1], хорошо совпадают с его измерениями.

Упомянутые физические модели, возможно, могут объяснить часть сложных явлений в реальной атмосфере. Асимметричные капли, с точки зрения измерений, можно принять за наклонно падающие. Предпринимались попытки моделирования асимметричных капель.

5.3 Распределение капель по размерам

В 1895 г. Вейснер экспериментально исследовал распределения капель по размерам методом «фильтровальной бумаги». В этом методе фильтровальная бумага с напыленной краской выставляется под дождь, а размеры образующихся при высыхании пятен от капель дождя измеряются. Действительные размеры капель определяются по размеру пятен с помощью соответствующего соотношения. Этот метод был широко использован в последующих исследованиях. Другой метод, часто применяемый при измерении размеров, называется «методом пудры». В этом методе поддон с тонкой пудрой помещается под дождь, после чего измеряются размеры шариков, образующихся при попадании капель дождя. Как и в первом методе, распределение по размерам находится на основе известных соотношений между размером (или массой) высушенных шариков и размером капель. Среди измерений методом пудры наиболее известны измерения Лоуса и Парсонса [1]. Ими были выполнены обширные измерения в Вашингтоне для дождей различных типов. Они заметили, что даже для дождей с одинаковой интенсивностью распределение капель по размерам значительно отличается от дождя к дождю, поэтому для каждого значения интенсивности распределения усреднялись. Данные, приведенные в таблицах работы [1], представляют собой процент общего количества воды, достигающей земли в виде капель, находящихся в различных интервалах размеров. Это объемное процентное содержание записывается как

$m(a)da$, где a – радиус, а da – интервал размеров от $a - \frac{da}{2}$ до $a + \frac{da}{2}$. Однако

величина, которая нужна при расчетах распространения радиоволн, представляет собой число капель радиусом a в интервале da на единицу объема воздуха. Распределение $n(a)da$ можно получить из упомянутого выше распределения $m(a)da$ на земле, зная скорость падения капель $v(a)$:

$$n(a) da = \frac{10^3 R m a da}{4.8\pi a^3 v a} [\text{м}^{-3}], \quad (5.1)$$

где R – интенсивность дождя в миллиметрах в час; $v(a)$ – скорость в метрах в секунду; a – радиус в миллиметрах.

Жирные сплошные линии на рисунке 5.9 показывают $n(a)da$ на интервале da , равном 0.25 мм. Основываясь на своих собственных измерениях и измерениях Лоуса и Парсонса, Маршалл и Палмер предложили убывающую экспоненциальную зависимость вида:

$$n(a)da = N_0 e^{-\Lambda a} da,$$

где $N_0 = 1.6 \cdot 10^4 \text{ м}^{-3} \cdot \text{мм}^{-1}$; $\Lambda = 8.2R^{-0.21} \text{ мм}^{-1}$; a – радиус капли в миллиметрах; R – интенсивность дождя в миллиметрах в час.

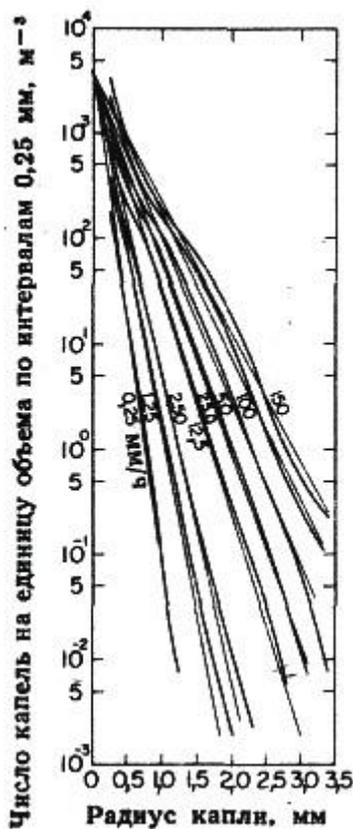


Рисунок 5.9 – Распределение капель по размерам

Зависимости Лоуса-Парсонса и Маршалла-Палмера наиболее часто используются при расчете ослабления и рассеивания в дождях. Полученные распределения капель по размерам считаются типичными средними распределениями как для обложных (диапазон наиболее слабых интенсивностей осадков), так и для конвективных (диапазон более высоких интенсивностей) дождей.

В 1970...1980-е годы измерения проводились с помощью более сложных приборов. Среди них можно упомянуть электромеханический датчик «дисдрометр», преобразующий момент движения падающей на диафрагму капли в электрический импульс; электростатический датчик, который изме-

ряет электрические заряды на каплях, зависящие от их размеров; а также оптические датчики, которые используют два параллельных световых потока для измерения размера и скорости падения капель дождя, пролетающих через лучи.

Йосс и другие [1] измеряли распределения капель по размерам в Локарно, Швейцария, с помощью разработанного ими дисдрометра и обнаружили, что для дождей различных типов распределения существенно отличаются. В таблице 5.1 приведены полученные ими параметры осредненных экспоненциальных распределений для различных типов дождей. Распределение «мороси» относится к очень слабым обложным дождям, состоящим главным образом из мелких капель, а «грозовое» распределение характеризует конвективные дожди с относительно высокой концентрацией крупных капель. Хотя справедливость этих модельных распределений подтверждена еще не полностью, полученные данные часто используются для расчета различных параметров распространения, и в особенности при анализе вариаций указанных параметров из-за изменения распределения капель по размерам.

Таблица 5.1 – Параметры экспоненциальных распределений по размерам

Тип дождя	$N_0, \text{м}^{-3} \cdot \text{мм}^{-1}$	$\Lambda, \text{мм}^{-1}$
Морось	$6 \cdot 10^4$	$11.4R^{-0.21}$
Обложной дождь	$1.4 \cdot 10^4$	$8.2R^{-0.21}$
Гроза	$2.8 \cdot 10^3$	$6R^{-0.21}$

Во всех упомянутых измерениях число очень малых капель, например в интервале радиусов менее 0.1 мм, известно недостаточно точно из-за трудностей измерения. Вклад малых капель часто важен при расчете ослабления в дождях на длинах волн короче нескольких миллиметров. Угаи и другие [1] разработали новый метод измерения параметров малых капель. В их методе сосуд, наполненный касторовым маслом, выставляется под дождь, после чего измеряются размеры капель, плавающих в масле. Вязкость масла подбирается таким образом, чтобы обеспечить возможность проникновения капли в масло без ее разрушения. Минимальный измеряемый радиус капель составил 0.025 мм. Эти распределения, измеренные на поверхности Земли, были преобразованы в пространственные распределения через установившиеся скорости падения, определенные Ганном и Кинзером [1].

Во всех приведенных выше измерениях (за исключением исследований по методу оптического датчика) для перехода от распределения на поверхности к распределению в объеме используется установившаяся скорость падения в неподвижном воздухе, рассчитанная, например, Ганном и Кинзером. Однако в отношении калибровки дисдрометров некоторые исследователи указывали, что при определенных условиях применение такой идеализированной оценки скорости падения может привести к ошибочным результатам,

поскольку восходящие и нисходящие потоки значительно изменяют скорости падения (возможно, в зависимости от размера капли).

Все упомянутые измерения сделаны у поверхности Земли. Распределения капель по размерам на высотах важны как для изучения физических свойств облаков, так и при решении задач спутниковой связи. Распределения по размерам в сильных дождях ниже слоя таяния измерялись с помощью доплеровской РЛС. Хотя результаты показывают, что концентрация больших капель наверху ниже, чем у земли (такой вывод согласуется с принятым в настоящее время механизмом формирования капель дождя), полученных данных недостаточно, чтобы сделать какие-либо определенные выводы. Поэтому при изучении эффектов распространения используется распределение по размерам у Земли, даже если трасса проходит на большой высоте.

Распределение капель дождя по размерам исследовалось также теоретически. К основным процессам, определяющим вид распределения дождевых капель по размерам, относятся: 1) конденсация паров воды; 2) слияние капель; 3) разрушение капель. В целом они известны как «процессы образования теплых дождей». Эти процессы учитываются уравнением переноса, описывающем вариации функции распределения во времени. Однако очень трудно решить такое уравнение, включив в него все микрофизические явления, образующие три упомянутых выше типа основных процессов. Поэтому исследователи учитывали в уравнении только несколько наиболее важных явлений с тем, чтобы определить их относительную важность в формировании распределения капель по размерам. Первоначально исследовались только эффекты слияния, а также эффекты слияния и спонтанного разрушения капель. Кроме спонтанного разрушения больших нестабильных капель может иметь место разрушение капель в результате столкновений. В результате столкновения капель образуется несколько маленьких капель, обычно радиусом около 80 мкм, причем существенного изменения размеров родительских капель не происходит. В более поздней модели оба указанных выше механизма разрушения капель, а также конденсация и слияние учитывались путем численного решения уравнения переноса. Результаты этих исследований показывают, что столкновение капель служит основным фактором увеличения концентрации капель в диапазоне малых размеров. Распределение, рассчитанное Бразьером и другими [1] для дождя интенсивностью 75 мм/ч, показывает, что после 29 минут формирования осадков распределение капель становится бимодальным с пиком при $a = 0.2$ мм и вторичным пиком при $a = 0.75$ мм. В стационарном же распределении, полученном в работе [1], множественные пики отсутствуют. На рисунке 5.10 показан результат расчета для интенсивности дождя 225.55 мм/ч. Хотя спектр близок к экспоненциальному, концентрация капель в интервале малых размеров более высокая. Следует отметить, что спектр близок «по форме» к измеренному Угаи и другими [1].

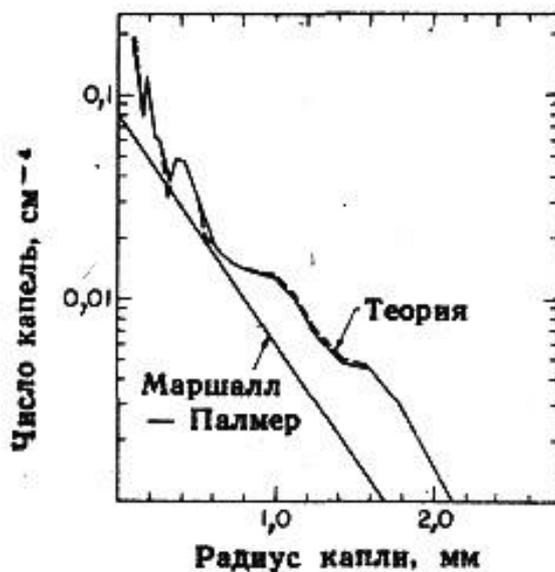


Рисунок 5.10 – Расчетное распределение капель по размерам для дождя с интенсивностью 225.55 мм/ч и распределение по размерам Маршалла-Палмера (МП) для той же интенсивности дождя

5.4 Форма, скорость падения и распределение по размерам снежинок и ледяных частиц

В большинстве районов с умеренным климатом (в отличие от очень холодных или горных областей) снег обычно выпадает в форме снежинок, которые представляют собой агрегаты снежных кристаллов. Агрегирование кристаллов происходит в тех случаях, когда в облаке создаются определенные условия (температура, форма снежных кристаллов и т.п.). Агрегаты из столбчатых или игольчатых кристаллов относительно малы, а агрегаты из дендритных кристаллов могут достигать больших размеров. Максимальный диаметр снежинок достигает 15 мм, но обычно их диаметры находятся в интервале от 2 до 5.5 мм. Снежинки имеют практически неповторяющуюся форму с неровной структурой поверхности. Различные типы снежинок могут быть классифицированы на основе их водосодержания (таблица 5.2). Фотографические исследования падающих в естественных условиях снежинок, выполненные Магоно и Накамура [1], показывают, что отношение максимального горизонтального размера к высоте меняется в широких пределах. Однако для снежинок диаметром меньше 10 мм среднее значение этого отношения приблизительно равно единице, а для частиц диаметром более 10 мм оно приблизительно равно 0.9. Было отмечено колебательное движение снежинок, падающих в спокойном воздухе. Результаты измерений показывают, что максимум амплитуды угловых колебаний лежит в интервале от 5 до 10°. Отметим, однако, что вероятность угловых колебаний с амплитудами от 10 до 35° почти равна вероятности колебаний с указанными выше угловыми амплитудами.

Таблица 5.2 – Классификация снега

Состояние	Время и погодные условия	Размер и форма	Структура	Плотность	Примечание
Обводненный снег	Начало и конец зимы. Начало и конец снегопада. Около 0°C, выше –6°C	2...5 мм. Сфера или коническая форма	Совокупность мелких частиц	0.06...0.16	При таянии образуются мелкие капли диаметром 1 мм
Сухой снег	Большинство снегопадов, образованных при –14°C...–18°C. Дорастает до снежных хлопьев при выпадении на землю	2...10 мм. Неопределенная форма	Кристаллы, мелкая крупа, совокупность частиц неправильной формы	0.01...0.03	При таянии образуются мелкие капли диаметром 1...2 мм
Влажный снег	Снежные штормы, –5°C...–6°C. Снежных хлопьев еще не образуется	1...2 мм, или 1 мм	Два или более кристаллов или частиц неправильной формы	0.07	При таянии образуются капли, эквивалентные каплям тумана
Слегка влажный снег	Образуется при высокой интенсивности осадков около 0°C	Более 10 мм. Неопределенная форма	Совокупность частиц неправильной формы	0.09	При таянии образуются капли диаметром 2...4 мм
Влажный снег	Стадия таяния сухого снега. Начало и конец зимы	Неопределенная форма. Широкий диапазон размеров	Смесь ледяных и водяных частиц и водяных перепонок	0.09...0.126	Превращается в снежные комья
Мокрый снег	Стадия таяния влажного снега	Неопределенная форма. Широкий диапазон размеров	Более высокое содержание воды	0.257	
Обводненный снег	Стадия превращения мокрого снега в дождь	Менее нескольких миллиметров	Таящий лед в дожде	Более 0.257	Близки к каплям

Скорость падения снежинок измерялась рядом исследователей. Критический обзор Пруппахера и Клетта [1] показывает, однако, заметные расхождения между данными различных авторов, особенно в ранних работах. Пруппахер и Клетт пришли к следующим выводам: 1) большинство снежинок падает со скоростью от 1 до 1.5 м/с; 2) установившееся значение скорости падения увеличивается с ростом размеров снежинок; 3) установившееся значение скорости падения увеличивается с ростом массы снежинок. Полученные выводы представляются вполне естественными. Однако указанный выше интервал установившихся скоростей падения, по-видимому, подходит только для относительно сухих снежинок. Многочисленные измерения Магоно и Накамура, охватывающие случаи влажного и обводненного снега, показывают, что скорость падения снежинок с высоким содержанием воды часто достигает значений от 5 до 6 м/с.

Они предложили следующую полуэмпирическую формулу для скорости падения, которая справедлива для широкого диапазона плотностей снежинок:

$$u = 3.94 \left[\rho_s - \rho_a a \right]^{1/2}, \quad (5.2)$$

где u – установившаяся скорость падения в метрах в секунду; ρ_s и ρ_a – плотность, соответственно, снежинок и воздуха в граммах на кубический сантиметр; a – средний радиус снежинок в миллиметрах.

Наиболее часто используемое распределение по размерам агрегатированных снежинок было получено Ганном и Маршаллом [1]. На основе многочисленных измерений они предложили следующее убывающее экспоненциальное распределение по размерам:

$$n(a)da = N_0 e^{-\Lambda a} da, \quad (5.3)$$

где

$$N_0 = 7.6 \cdot 10^3 R^{-0.87} \text{ м}^{-3} \cdot \text{мм}^{-1}; \Lambda = 5.1 R^{-0.48} \text{ мм}^{-1}. \quad (5.4)$$

Как и для дождя, $n(a)$ представляет собой число снежинок в единице объема воздуха с радиусом каплей, образующихся при их таянии, равным a в интервале da , а R – интенсивность снегопада в миллиметрах воды в час. Сехон и Шривастава [1] добавили к данным Ганна и Маршалла [61] несколько деталей, полученных рядом исследователей, и предложили распределения по размерам, которые обеспечивают правильную оценку интенсивности осадков. Ими были предложены следующие параметры для уравнения (5.3):

$$N_0 = 5.0 \cdot 10^3 R^{-0.94} \text{ м}^{-3} \cdot \text{мм}^{-1}; \Lambda = 4.58 R^{-0.45} \text{ мм}^{-1}.$$

Следует отметить, что эти распределения пригодны, главным образом, для снегопадов с малой водностью.

Если распределения, выраженные относительно радиусов растаявших капель, требуется использовать для расчета ослабления и рассеяния, их нужно привести к размерам снежинок с учетом плотности последних. В принципе, распределение по размерам для влажного и обводненного снега можно получить из упомянутого выше распределения, приняв во внимание изменение

скорости падения и предположив, что большинство снежинок во время таяния не разрушается. Это предположение частично подтверждается сравнением распределений частиц по размерам, измеренных выше и несколько ниже слоя таяния. Такая методика была использована при расчете ослабления в снеге.

Формы ледяных кристаллов на больших высотах в первом приближении можно разделить на две группы: пластинчатые кристаллы и игольчатые кристаллы. Пластинчатые кристаллы включают в себя гексагональные пластины, звездчатые кристаллы, дендритные кристаллы, толстые пластины и т.п., а игольчатые кристаллы охватывают простые иглы, столбчатые иглы и т.п. Формы их роста определяются температурой и скоростью притока водяного пара в область кристаллообразования. Кристаллы могут обзерняться в результате намерзания облачных капель во время падения через облачный слой, содержащий переохлажденные капли. Ауэр и Вил [1] измеряли размеры естественных ледяных кристаллов в орографических и кучевых облаках и получили отношения «диаметр-толщина» и «длина-ширина» для пластинчатых и игольчатых кристаллов. Их измерения показывают, что размеры пластинчатых кристаллов изменяются от 20 мкм до 10 мм в диаметре и от 10 до 90 мкм по толщине. Размеры столбчатых кристаллов находятся в пределах от 20 мкм до 3 мм в длину и от 10 до 40 мкм по толщине. Поперечные сечения столбиков толщиной менее 160 мкм имеют гексагональную форму. Игольчатые кристаллы имеют размеры от 20 мкм до 3 мм в длину и от 10 до 350 мкм по толщине. Обычно их поперечное сечение имеет круглую форму. Однако максимальные размеры большинства кристаллов составляют от 10 мкм до 1 мм.

Зикмунд и Вали [1] проанализировали падение естественных обзерненных кристаллов размерами от 0.2 до 5 мм. Ими были получены следующие результаты:

1) столбчатые кристаллы с отношением осей менее 3 падают устойчиво, а их главная ось ориентирована горизонтально. Для кристаллов с отношением осей более 3 наблюдаются различного типа вращения вокруг вертикальной и горизонтальной осей. Почти все кристаллы во время падения смещаются от вертикального направления. Почти для всех кристаллов угол между главной осью и горизонталью меньше 15° . Однако, ряд кристаллов дает очень большие отклонения, при этом их главная ось оказывается близка к вертикали.

2) Булавообразные столбики падают при вертикальной или горизонтальной ориентации оси в зависимости от того, является ли отношение диаметра булавки к длине столбика соответственно большим или меньшим единицы.

3) При падении кристаллов пластинчатого типа их пластины ориентированы в горизонтальной плоскости. Колебаний и горизонтального соскальзывающего движения не наблюдается.

Хотя обзернение кристаллов увеличивает скорость, общие характеристики их падения изменяются незначительно. Следовательно, почти все необзерненные кристаллы, например, в верхней части кучево-дождевых форм, мо-

гут иметь преимущественную ориентацию относительно среднего воздушно-го потока, и эта ориентация может быть весьма однородной в значительном объеме. Измерения Зикмунда и Вали выполнены в спокойной атмосфере. Возник вопрос, может ли турбулентность изменять характеристику падения кристаллов? Дальнейшие исследования показали, что турбулентные пульсации не могут изменить преимущественную ориентацию кристаллов.

Еще одна причина преимущественной ориентации кристаллов – это электрическое поле в облаках. Было обнаружено, что выстраивание кристаллов по направлению электрического поля представляет собой важный фактор, который следует учитывать при оценке деполяризации СВЧ-излучения на линиях связи Земля-космос.

Скорость падения ледяных кристаллов различных форм исследовалась весьма подробно, тогда как распределение ледяных кристаллов по размерам, по-видимому, изучено менее тщательно. Обычный способ перехода от распределения по размерам к интенсивности осадков, пригодный для дождя и снега, в данном случае применим в меньшей степени, поскольку понятия размера и формы кристаллов имеют смысл только в относительно узком интервале высот (или температур) на больших удалениях от Земли, а интенсивность осадков, как правило, нельзя измерить на таких больших высотах. Концентрация ледяных частиц также изменяется в весьма широких пределах ($10 \dots 10^4$ частиц·л⁻¹). В частности, для перистых облаков, которые встречаются в любом месте земного шара, концентрация находится в интервале от 10 до 50 частиц·л⁻¹, а водность ледяных частиц – от 0.15 до 0.40 г/м³. Следовательно, для объяснения результатов измерений характеристик распространения в настоящее время нам приходится делать предположения как о форме (иголки или пластины), так и о концентрации ледяных частиц. Получить количественные характеристики можно будет только тогда, когда станет известно больше подробностей о параметрах льда в атмосфере.

Отметим, что плотность большинства ледяных кристаллов меньше, чем у чистого льда, из-за наличия в них воздушных включений.

6 ОСЛАБЛЕНИЕ И РАССЕЯНИЕ ДОЖДЁМ, СНЕГОМ И ЛЕДЯНЫМИ ЧАСТИЦАМИ

6.1 Рассеивающие свойства одиночных капель дождя

При анализе различных задач, которые будут обсуждаться в последующих разделах, необходимо знать рассеивающие свойства одиночных гидрометеоров. Поэтому сначала сформулируем определение амплитуды рассеяния.

Поместим гидрометеор в начало декартовой системы координат (рисунок 6.1). Мы будем рассматривать гидрометеоры как сферической, так и несферической формы. В случае несферического гидрометеора, его форма предполагается осесимметричной с осью симметрии направленной по Z . При падении на гидрометеор под углом α плоская волна возбуждает поле внутри него, а также порождает рассеянное поле. Пусть E^i – электрическое поле падающей волны, поляризация которой описывается единичным вектором \hat{e} ; \hat{K}_1 – единичный вектор в направлении распространения падающей волны; E^s – электрическое поле рассеянной волны; \hat{K}_2 – единичный вектор, направленный из начала координат в точку наблюдения. В дальней зоне электрическое поле рассеянной волны может быть записано как:

$$E^s = f\left(\hat{K}_1, \hat{K}_2\right) r^{-1} \exp -jkr \quad , \quad (6.1)$$

где падающая волна полагается единичной, k – константа распространения в свободном пространстве; r – расстояние от начала координат до точки наблюдения; $f\left(\hat{K}_1, \hat{K}_2\right)$ – векторная функция, задающая амплитуду рассеяния и поляризацию рассеянной волны.

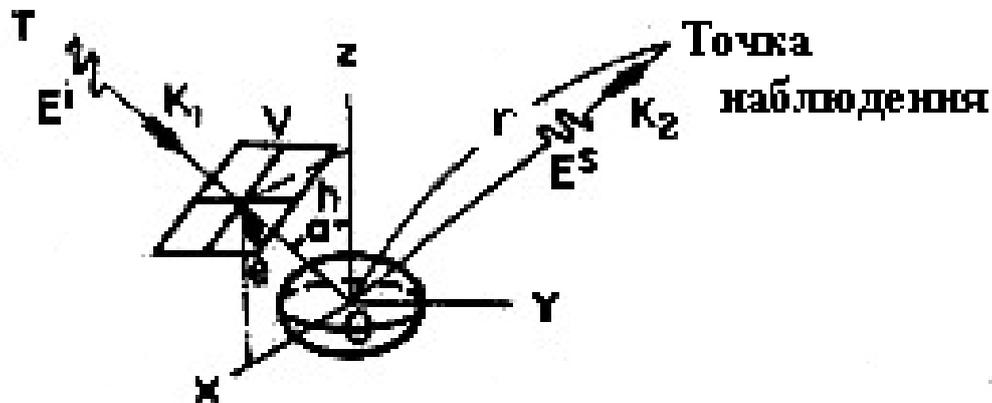


Рисунок 6.1 – Геометрия рассеяния

Член, описывающий зависимость от времени, предполагается равным $\exp(+j\omega t)$ и в уравнении опущен. Основной интересующей нас величиной является вектор амплитуды рассеяния $f\left(\hat{K}_1, \hat{K}_2\right)$; эту функцию получают из решения граничной задачи на поверхности гидрометеора. Амплитуда рассеяния зависит не только от \hat{K}_1 и \hat{K}_2 , но и от частоты, размера, формы и вещества гидрометеора, а также от поляризации падающей волны.

Определим поперечные сечения гидрометеора. Поперечное сечение поглощения Q_a эквивалентно поглощенной гидрометеором мощности, когда он облучается плоской волной, имеющей единичную мощность на единицу площади, а поперечное сечение рассеяния Q_s эквивалентно мощности, рассеянной гидрометеором во всех направлениях, когда он облучается такой же единичной плоской волной. Полное поперечное сечение Q_t является суммой Q_a и Q_s и представляет собой полную мощность, отбираемую от единичной плоской волны. Поперечное сечение обратного рассеяния σ эквивалентно мощности, которая была бы рассеяна гидрометеором, если бы рассеивалась во всех направлениях с той же интенсивностью, как и в обратном направлении. Все эти величины имеют размерность площади и зависят от поляризации падающего излучения. Поперечное сечение обратного рассеяния σ используется в радиометеорологии, а Q_t прямо связано с ослаблением передаваемых сигналов. Известное соотношение между Q_t и амплитудой рассеяния f в прямом направлении имеет вид:

$$Q_t = -\left(\frac{4\pi}{k}\right) \text{Im} \left[\hat{e} \cdot f\left(\hat{K}_1, \hat{K}_2\right) \right]. \quad (6.2)$$

1) *Сферические капли дождя.* В случае сферических дождевых капель функцию f можно рассчитать аналитически (выражение Ми-Стрэттона [1]). Поперечные сечения Q_t и Q_s описываются соотношениями:

$$Q_t = -\left(\frac{2\pi}{k^2}\right) \text{Re} \sum_{n=1}^{\infty} 2n+1 a_n^s + b_n^s, \quad (6.3)$$

$$Q_s = \left(\frac{2\pi}{k^2}\right) \sum_{n=1}^{\infty} 2n+1 |a_n^s|^2 + |b_n^s|^2, \quad (6.3a)$$

где a_n^s и b_n^s – коэффициенты разложения рассеянного поля по элементарным сферическим функциям.

Для капель, малых по сравнению с длиной волны, разложение этих коэффициентов в степенной ряд по ka (где a – радиус сферической капли) показывает, что важен только первый член b_1^s . В этом случае рассеивающие свойства соответствуют свойствам электрического диполя, возбужденного падающим полем. Такой тип рассеяния называется рэлеевским рассеянием, для него поперечные сечения Q_t и Q_s принимают вид:

$$Q_t = -4\pi k \operatorname{Im} \left(\frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right) a^3, \quad (6.4)$$

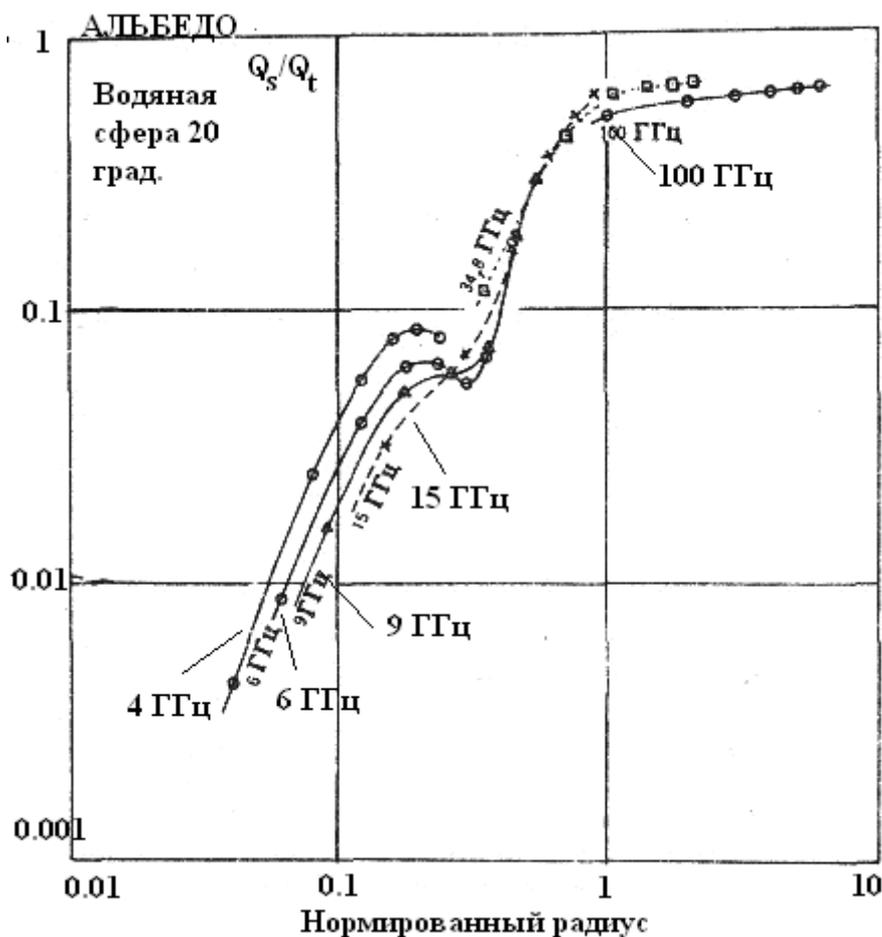
$$Q_s = \frac{8\pi}{3} k^4 \left| \frac{\varepsilon - 1}{\varepsilon + 2} \right|^2 a^6. \quad (6.4a)$$

При указанной аппроксимации $Q_t = Q_a$. Для капель с очень малыми потерями члены более высокого порядка по ka должны быть оставлены в степенном ряду разложения b_1^s . На самом деле, основной вклад в сумму действительных частей коэффициентов разложения в (6.3), (6.3a) часто дает член $(ka)^6$ в b_1^s . В последнем случае целесообразно рассчитывать Q_t по двучленной формуле рэлеевского приближения с членами, пропорциональными третьей и шестой степеням ka , или вычислять Q_t как сумму Q_s и Q_a .

На рисунке 6.2 приведена зависимость альбедо (отношения поперечного сечения рассеяния к полному поперечному сечению) одиночной сферической капли от нормированного радиуса капли. Точки на каждой кривой (слева направо) соответствуют радиусам капель 0.5; 1.0; 1.5; 2.0; 2.5 и 3 мм. Рисунок показывает, что в то время как на малых каплях потери электромагнитной энергии обусловлены тепловыми эффектами, на больших каплях от 60 до 70% потерь происходит за счет рассеяния.

На рисунке 6.3 показана зависимость отношения полного сечения к удвоенному геометрическому поперечному сечению сферических дождевых капель от частоты. Размеры капель, приведенные на рисунках 6.2 и 6.3, типичны для дождей. Известно, что для очень больших по сравнению с длиной волны капель (в случае оптического приближения) это отношение точно равно единице. Причина здесь заключается в том, что общие потери энергии падающей волны на большой капле состоят из двух компонент: потери за счет рассеяния и (или) поглощения, которые точно соответствуют геометрическому поперечному сечению, и потери за счет прямой дифракции, которые опять-таки соответствуют геометрическому поперечному сечению. Как видно из рисунка 6.3, в зависимости от размера капли величина этого отношения для диапазонов сантиметровых и миллиметровых волн изменяется в широких пределах от очень малой (рэлеевское рассеяние) до почти единицы (геометрическое приближение). Отсюда следует, что при расчете рассеивающих свойств в указанных диапазонах частот мы не можем пользоваться различными приближениями, например рэлеевским рассеянием, или оптическим приближением, а должны производить сложные численные расчеты с использованием точных формул типа (6.3), (6.3a). По той же причине на этих частотах необходимы также численные расчеты рассеивающих свойств несферических дождевых капель или эффектов некогерентного рассеяния.

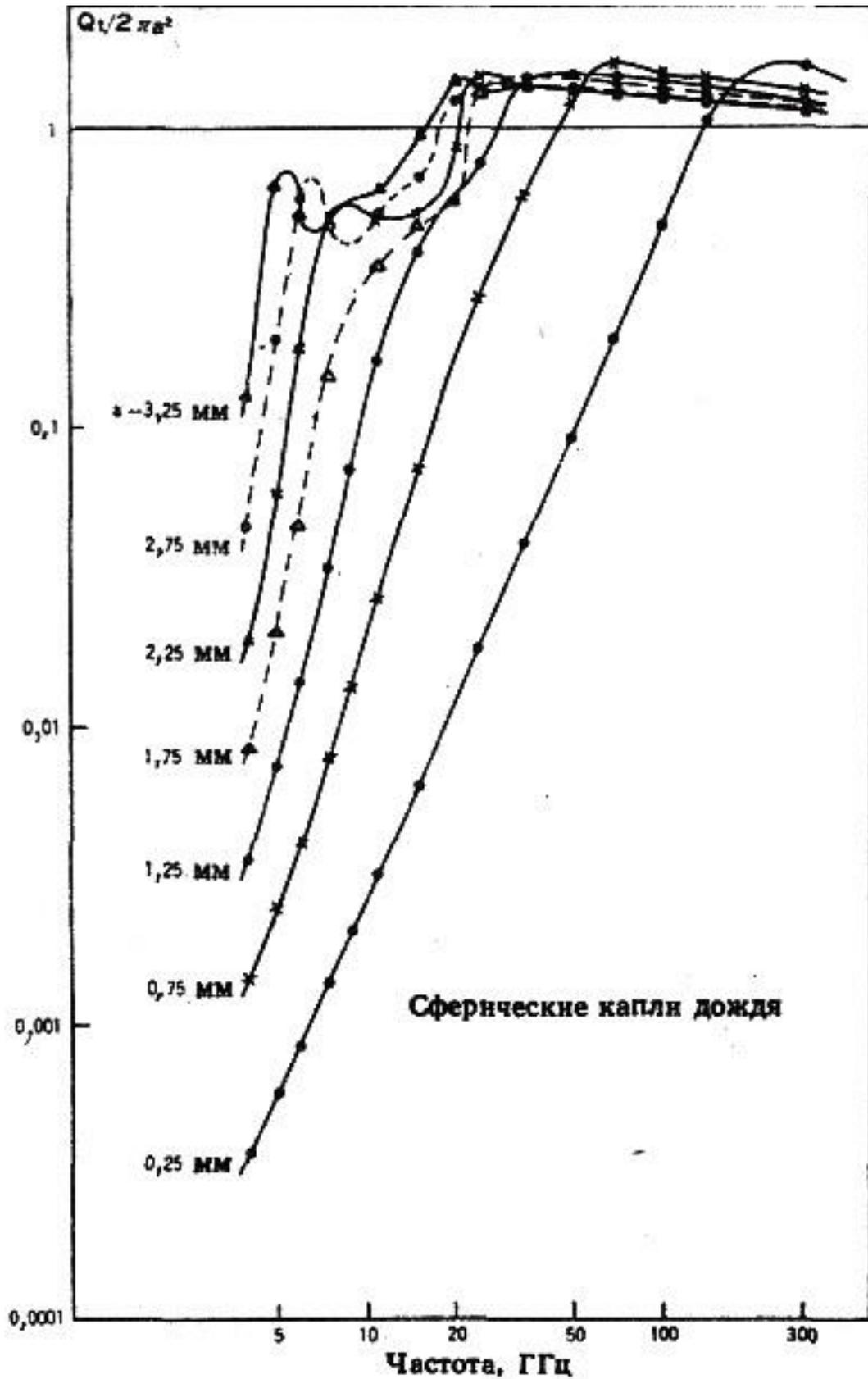
2) *Деформированные дождевые капли.* Ранее деформированные капли представлялись сплюснутыми сфероидомы или в форме, данной Пруппахером-Питтером. Для капель такой формы амплитуды рассеяния нельзя рассчитать аналитически.



точки соответствуют радиусам капель (слева направо):
0.5; 1.0; 1.5; 2.0; 2.5 и 3.0 мм

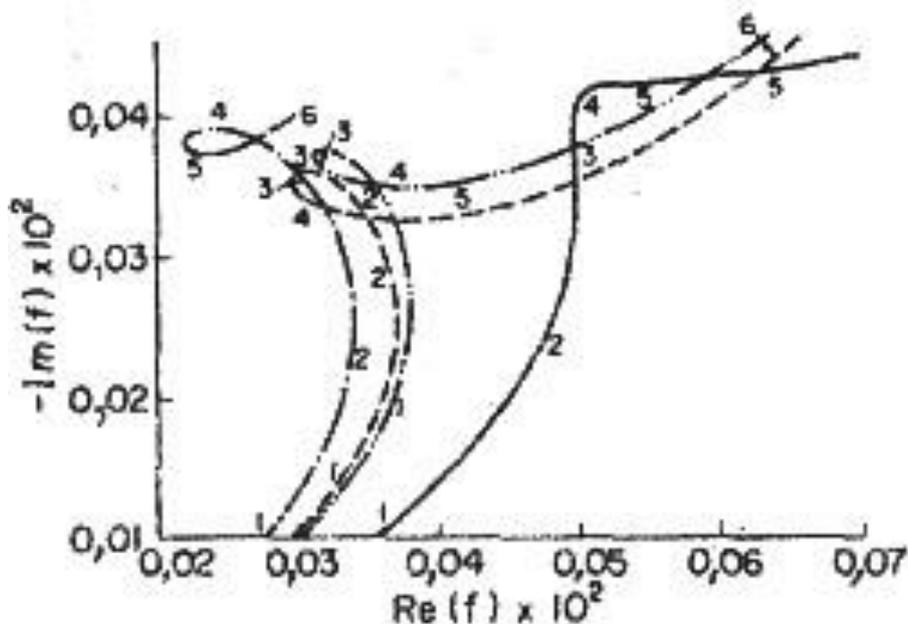
Рисунок 6.2 – Зависимость альбедо одиночной сферической дождевой капли от нормированного радиуса капли на частотах 4; 6; 9; 15; 34.8 и 100 ГГц

Однако имеются аппроксимирующие выражения для малых сферических капель (рэлеевское приближение для очень малых капель и соотношение Стивенсона [1] для малых капель) и для больших по размерам, но менее деформированных капель (метод возмущений). В диапазонах сантиметровых и миллиметровых волн приходится использовать различные численные методы расчета рассеивающих свойств, например метод разложения по сферическим функциям, коллокация и подгонка методом наименьших квадратов, метод Т-матриц или метод расширенных граничных условий, метод интегральных уравнений Фредгольма и одномоментный метод. Представляется, что перечисленные выше методы дают одинаково хорошие результаты, по крайней мере, для капель размером $a_0 < 3$ мм с отношением осей $a/b < 0.7$ в диапазоне частот 4...35 ГГц. Однако применимость указанных методов для более деформированных капель ($a_0 > 3$ мм и $a/b > 0.7$) и для других гидрометеоров различной формы, например для ледяных кристаллов или градин, различна.



параметром служит радиус капель a , температура воды 20°C
Рисунок 6.3 – Зависимость отношения полного сечения к удвоенному геометрическому поперечному сечению сферических дождевых капель от частоты

На рисунке 6.4 показаны полное поперечное сечение и поперечное сечение обратного рассеяния для дождевых капель Пруппахера-Питтера при углах падения в интервале от 0 до 180°. Расчеты выполнены для частоты 34.8 ГГц и радиуса капли $a_0 = 2.25$ мм. Сплошная и штриховая кривые соответствуют полному поперечному сечению и поперечному сечению обратного рассеяния, нормированным к аналогичным сечениям равной по объему сферической капли. Здесь заметны минимумы функций σ_v и σ_h . По-видимому, их появление обусловлено изменением относительного электрического размера капли на двух поляризациях при изменении угла падения. Поперечные сечения обратного рассеяния асимметричны относительно $\alpha = 90^\circ$, поскольку капли Пруппахера-Питтера асимметричны относительно плоскости xu (см. рисунок 6.1). Заметим, однако, что кривые, характеризующие полное поперечное сечение, симметричны относительно $\alpha = 90^\circ$, поскольку полное поперечное сечение связано с общей формой капли, через которую проходит волна.



параметры 1...6 соответствуют a_0 , равным 2.50; 2.75; 3.00; 3.20; 3.50 и 3.90 мм. _____ f_0 ; - · - · - f_v ; - · · · - f_h ; - - - f_s

Рисунок 6.4 – Изменение комплексных амплитуд рассеяния сфероидальных и сферических капель воды на частоте 6 ГГц при изменении радиуса эквивалентных им по объему сфер a_0

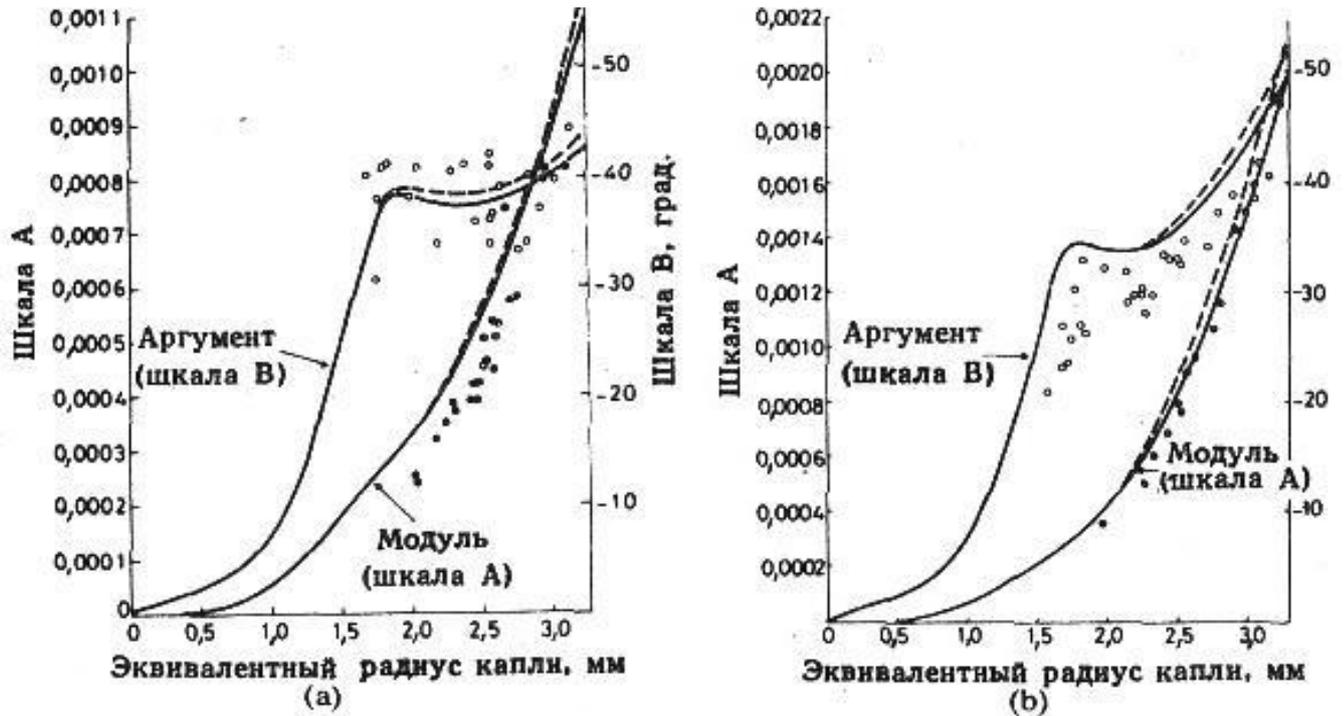
Исследуя амплитуды прямого рассеяния, Хольт и Эванс обнаружили несколько резонансных эффектов при $a_0 \cong 3$ мм в диапазоне 6 ГГц. Если значения амплитуд для различных размеров капли нанести на комплексную плоскость, то резонанс амплитуд прямого рассеяния проявляется в виде петлеобразных структур (рисунок 6.4).

Здесь было использовано соотношение, связывающее деформацию капли с ее размером и графически показанное в виде прямой A на рисунке 5.4.

Петлеобразная структура обусловлена резонансом первого магнитного диполя. Заметим, что при $a_0 \cong 3.20$ мм величина мнимой части f_v больше, чем f_h . Следовательно, в гипотетическом случае, когда все капли имеют радиус 3.20 мм, ослабление на вертикальной поляризации будет больше, чем на горизонтальной. На более высоких частотах резонанс выражен не так сильно из-за затухания. Подобные резонансные эффекты имеют место и на ледяных частичках. Такой резонанс наблюдается также на поперечных сечениях обратного рассеяния. Поскольку этот резонанс внутренний, его интенсивность зависит от свойств вещества (и, следовательно, от температуры). Заметим также, что в этом частотном диапазоне основную роль в отражении радиолокационного сигнала начинают играть капли больших размеров.

3) *Измерения рассеивающих свойств капель воды.* Амплитуды прямого рассеяния от падающих капель воды измерялись на частоте 60 ГГц, и по полученным данным с помощью выражения (6.2) вычислялись полные поперечные сечения капель. Радиус капель изменялся от 1.25 до 3.375 мм; использовались как холодные (2...5°C), так и теплые (25...28°C) капли. Измерения проводились с вертикальной поляризацией (направление распространения волны было горизонтальным). Результаты показали, что Q_t для холодных и для теплых капель оказывается на 2...10% ниже значения, вычисленного для сферических капель. Температурные эффекты проявлялись слабо, так как их вклад практически не превышает погрешности измерений. В описанных измерениях высота падения капель была небольшой и форма капель не наблюдалась. Более поздние измерения полного поперечного сечения капель были проведены на частоте 100 ГГц. В этих измерениях полное поперечное сечение вычислялось по разности между добротностью Q открытого резонатора в случае, когда падающая капля находилась в ее центре, и без нее. Радиус капель менялся от 1.4 до 2.9 мм. Измерения проводились с вертикальной поляризацией. Согласование теории с экспериментом получилось хорошим. Максимальное расхождение наблюдалось при самых больших размерах капель. Измеренные поперечные сечения были на 2...6% больше расчетных значений для сферических капель. Проведенные измерения в целом подтверждают справедливость обычной процедуры вычисления поперечных сечений с помощью теории Ми с известным коэффициентом преломления [1].

Единственный пример измерений комплексных амплитуд прямого рассеяния с учетом поляризационных эффектов описан Мэтью и др. Они поддерживали капли воды вертикальным ветровым потоком и измеряли амплитуду прямого рассеяния на частоте 11 ГГц. Направление распространения луча было горизонтальным. Результаты для вертикальной и горизонтальной поляризации показаны соответственно на рисунках 6.5, *а*, *б*. Совпадение теории с экспериментом, в общем, хорошее. В случае горизонтальной поляризации (рисунок 6.5, *б*) совпадение для модуля очень хорошее. Измеренные аргументы, однако, оказались несколько ниже теоретических значений. В случае вертикальной поляризации (рисунок 6.5, *а*) имеет место обратная картина.



Сплошные и штриховые линии – теоретические значения соответственно для сфероидальных капель и капель Пруппахера-Питтера.

Темные кружки – измеренный модуль, светлые – измеренный аргумент a – вертикальная поляризация; b – горизонтальная поляризация

Рисунок 6.5 – Зависимость модуля и аргумента амплитуд прямого рассеяния от радиуса эквивалентных по объему сфер

6.2 Ослабление в дожде

Ослабление в дожде представляет собой одну из главных проблем, возникающих при использовании диапазона сантиметровых и миллиметровых волн для целей наземной и космической связи, поскольку капли дождя могут поглощать и рассеивать электромагнитную энергию и возникающее при этом ослабление может часто превышать пороговый уровень систем связи.

Для плоской волны, распространяющейся в дожде, уравнение, определяющее изменение интенсивности волны I вдоль направления распространения z записывается как:

$$\frac{dI}{dz} = - \sum Q_i I, \quad (6.5)$$

где $\sum Q_i$ – сумма полных поперечных сечений всех капель дождя в единичном объеме.

Приведенное выше уравнение означает, что степень уменьшения интенсивности волны в тонком слое толщиной dz пропорциональна энергии, по-

глощенной и рассеянной слоев дождевых капель. Решение уравнения (6.5) имеет вид:

$$I = I_0 \exp[-(\Sigma Q_t)z], \quad (6.6)$$

где I_0 – интенсивность при $z = 0$.

Сумма полных поперечных сечений ΣQ_t записывается как:

$$\Sigma Q_t = \int Q_t a n a da, \quad (6.7)$$

где $n(a)da$ – распределение капель по размерам.

Таким образом, ослабление интенсивности волны A при ее прохождении через слой дождя толщиной 1 км, равно:

$$A = 4.343 \cdot 10^3 \cdot \int Q_t a n a da \text{ дБ} \cdot \text{км}^{-1}, \quad (6.8)$$

где A положительно и выражено в децибелах.

В приведенных выше выкладках предполагалось, что поляризации передающей и приемной антенн совпадают. Для деформированных дождевых капель поперечное сечение Q_t зависит от поляризации, поэтому и ослабление A также зависит от поляризации. Для электрических полей можно получить дифференциальное уравнение, подобное (6.5). Решение обоих уравнений является классическим и опирается на интуитивные соображения. В ранних измерениях согласие между теоретической величиной ослабления, полученной из (6.8) на основе измеренных интенсивностей дождя, и непосредственно измеренным ослаблением было плохим.

Один из наиболее детальных расчетов ослабления был проведен Роджерсом и Ольсеном [1]. Они вычисляли удельное ослабление (ослабление на пути прохождения 1 км) для различных распределений капель по размерам в диапазоне частот 1...1000 ГГц. Рисунок 6.6 показывает результат вычислений для распределения по Лоусу и Парсонсу (ЛП) (сплошные кривые) и для распределения по Маршаллу и Палмеру (МП) (штриховые кривые). В случае ЛП-распределения для получения $n(a)da$ использовались значения установившейся скорости по Ганну и Кинзеру.

Вычисление показателя преломления воды при температуре 20°C проводилось на основе формулы Рея. Рисунок показывает, что удельное ослабление максимально для частоты около 100 ГГц, а для более высоких частот оно слегка понижается, асимптотически приближаясь к величине, характерной для оптического диапазона. Такая зависимость обусловлена насыщением полных поперечных сечений на более высоких частотах (см. рисунок 6.3). Следует также отметить, что разность между удельными ослаблениями для двух распределений по размерам велика в диапазонах более высоких частот и при более низких интенсивностях дождя. При таких условиях более высокая концентрация малых капель в МП-распределении (рисунок 5.9) непосредственно влияет на интеграл в (6.8), так как максимум подынтегральной функции находится в диапазоне малых размеров капель.

В диапазоне 20...30 ГГц зависимость между ослаблением и интенсивностью дождя в наименьшей степени связана с распределением размеров капель.

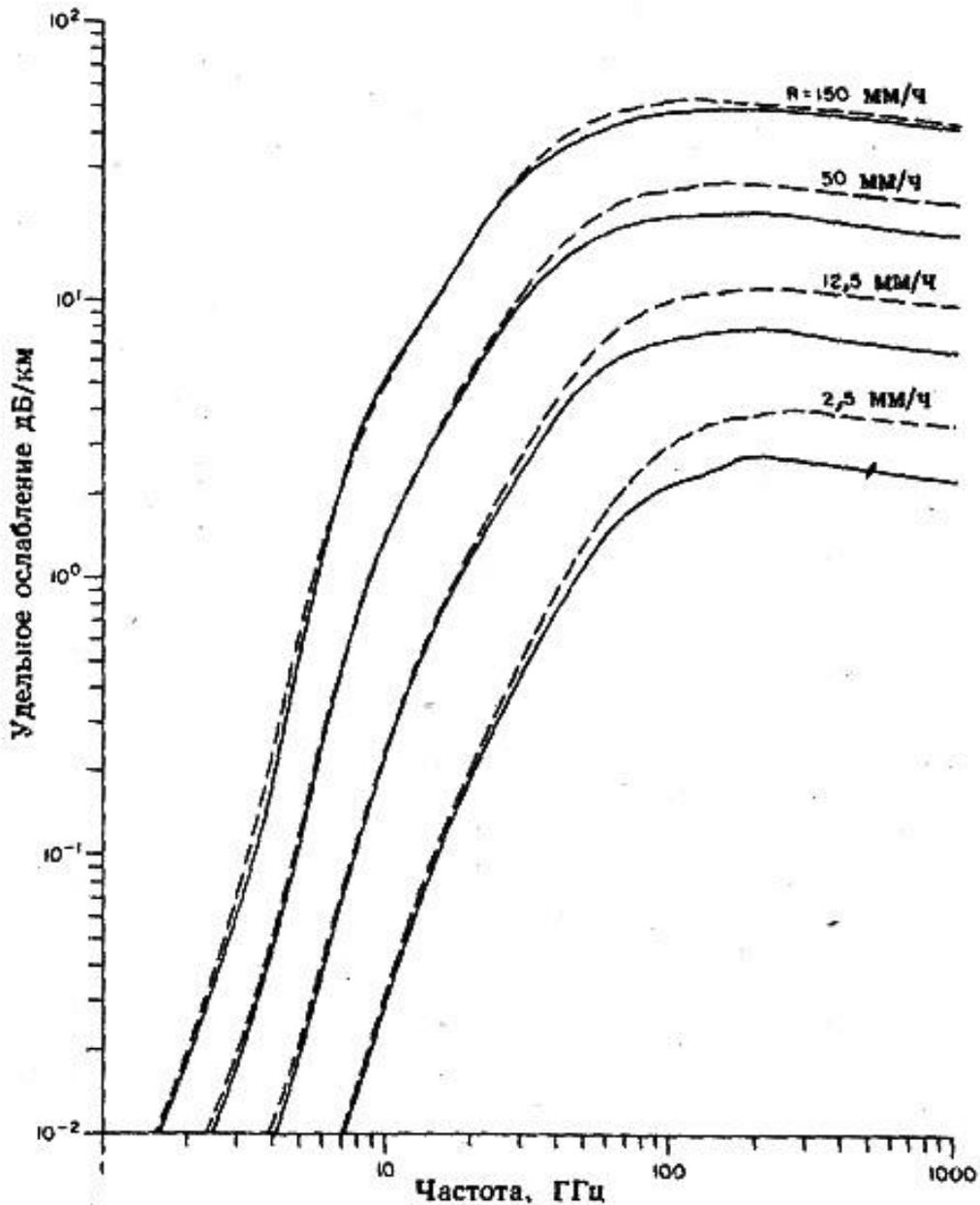
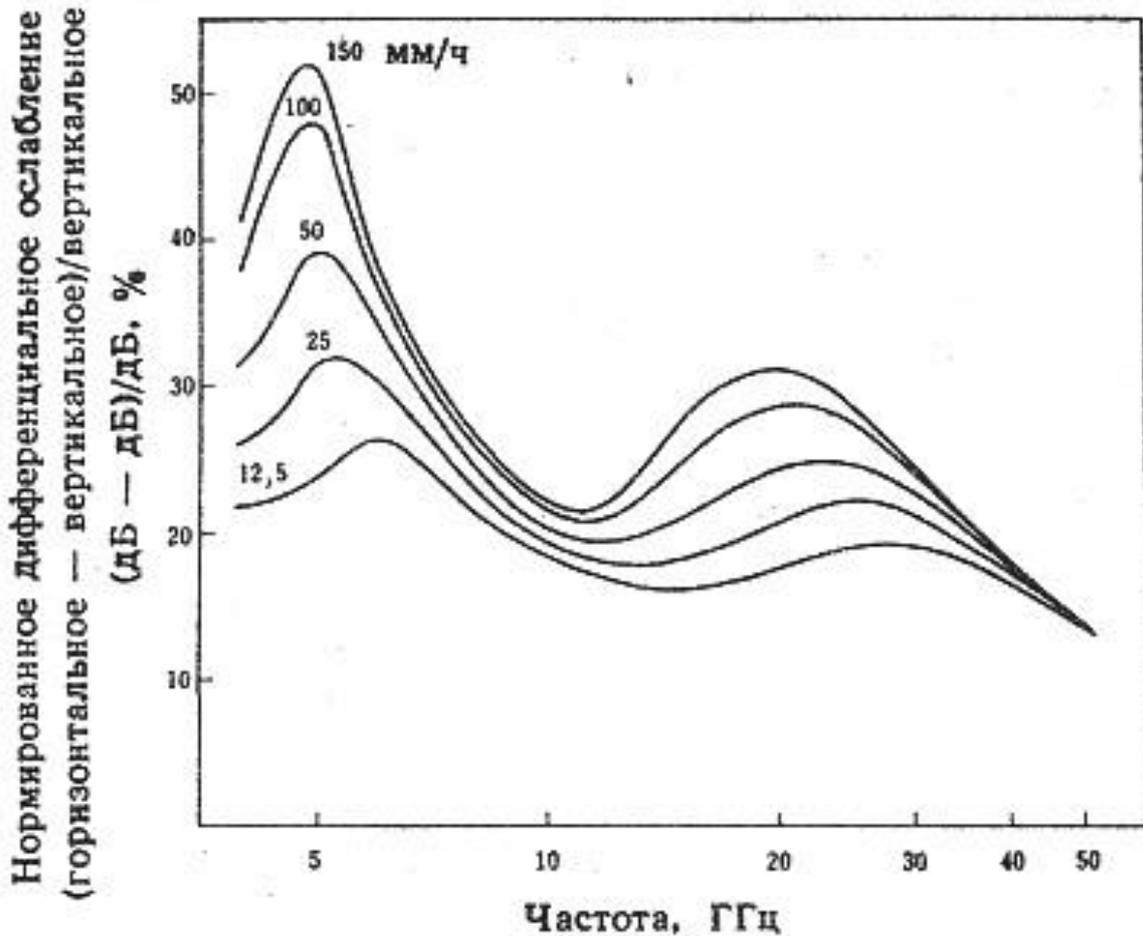


Рисунок 6.6 – Частотные характеристики ослабления дождя при температуре 20°C для распределений Лоуса-Парсонса (сплошные кривые) и Маршалла-Палмера (штриховые кривые)

На рисунке 6.7 показана зависимость отношения $\frac{A\ 0^{\circ}\text{C}}{A\ 20^{\circ}\text{C}}$ для трех ин-

тенсивностей дождя от частоты. Эти кривые, полученные в результате численных расчетов Ольсенем и др. для ЛП-распределения, показывают, что влияние температурных колебаний существенно только для частот ниже 15 ГГц. Однако значительная температурная зависимость A для диапазона 4...6

ГГц не имеет большого значения, так как сама величина A в этом диапазоне частот мала.



Угол падения $\alpha = 90^\circ$

Рисунок 6.7 – Зависимость нормированного дифференциального ослабления от частоты

Исследовалось также влияние деформации капли на ослабление. Для деформированных капель дождя с полидисперсными распределениями по размерам ослабление при горизонтально-поляризованной падающей волне всегда больше, чем при вертикально-поляризованной волне. Ослабления A_h и A_v при горизонтальной и вертикальной поляризациях были вычислены для сфероидальных дождевых капель (деформационная зависимость B на рисунке 5.4) в предположении, что все капли имеют одинаковое направление осей и угол падения α (рисунок 6.1) равен 90° . Результаты показаны на рисунке 6.7 в виде зависимости нормированного дифференциального ослабления $\frac{A_h - A_v}{A_v}$

от частоты. Параметром являлась интенсивность дождя. В уравнении Дебая были приняты ЛП-распределение и температура воды 20°C . Из рисунка видно, что относительное дифференциальное ослабление имеет максимум на частоте около 5 ГГц с вторичным пиком около 20 ГГц. Большая относительная разница на 5 ГГц опять-таки менее важна вследствие малой величины ослаб-

лений A_h и A_v . Ослабление для случая сферических капель занимает промежуточное положение между ослаблениями при горизонтальной и вертикальной поляризациях.

В таблице 6.1 помещены некоторые значения удельного ослабления для сферических и сфероидальных капель, а также капель Пруппахера-Питтера на нескольких частотах и при различных интенсивностях дождя. Приняты ЛП-распределение и температура воды 20°C.

Измерения прохождения радиоволн на коротких трассах показывают, что зависимость регистрируемого ослабления A от интенсивности дождя R удовлетворительно описывается соотношением $A = k \cdot R^v$, где v и k – константы.

Таблица 6.1 – Удельное ослабление для трех моделей формы капель и значения коэффициентов в выражении $A = k \cdot R^\nu$

Частота, ГГц	Интенсивность дождя, мм/ч	Удельное ослабление, дБ/км					Коэффициенты в выражении $A = k \cdot R^\nu$			
		Сферическая капля	Сфероидальная капля		Капля Пруппахера-Питгера		Регрессия ЛП _L		Регрессия ЛП _H	
			Вертикальная поляризация	Горизонтальная поляризация	Вертикальная поляризация	Горизонтальная поляризация	k	ν	k	ν
4	12.5	0.008992	0.008440	0.01028						
	50	0.04380	0.03954	0.05220			$6.73 \cdot 10^{-4}$	1.052	$3.78 \cdot 10^{-4}$	1.219
	100	0.1028	0.09050	0.1259						
5	12.5	0.01855	0.01730	0.02144						
	50	0.1106	0.08654	0.1343			$1.12 \cdot 10^{-3}$	1.150	$5.15 \cdot 10^{-4}$	1.377
	100	0.2921	0.2450	0.3620						
6	12.5	0.03726	0.03418	0.04316						
	50	0.2471	0.2175	0.2911			$1.79 \cdot 10^{-3}$	1.238	$1.06 \cdot 10^{-3}$	1.393
	100	0.6558	0.5704	0.7760						
11	12.5	0.3110	0.2852	0.3349	0.2902	0.3356				
	50	1.717	1.354	1.855	1.577	1.884	$1.27 \cdot 10^{-2}$	1.259	$1.67 \cdot 10^{-2}$	1.181
	100	3.898	3.504	4.230	3.553	4.332				
15	12.5	0.6609	0.6023	0.6989						
	50	3.136	2.791	3.376			$3.28 \cdot 10^{-2}$	1.173	$4.59 \cdot 10^{-2}$	1.076
	100	6.562	5.745	7.169						

Окончание таблицы 6.1

Частота, ГГц	Интенсивность дождя, мм/ч	Удельное ослабление, дБ/км					Коэффициенты в выражении $A = k \cdot R^v$			
		Сферическая капля	Сфероидальная капля		Капля Пруппахера-Питтера		Регрессия ЛП _L		Регрессия ЛП _H	
			Вертикальная поляризация	Горизонтальная поляризация	Вертикальная поляризация	Горизонтальная поляризация	k	V	k	v
19.3	12.5	1.089	0.9822	1.152	0.9966	1.148				
	50	4.835	4.222	5.231	4.258	5.279				
	100	9.938	8.483	10.89	8.523	11.08				
30	12.5	2.426	2.166	2.578			0.168	1.044	0.228	0.955
	50	9.664	8.429	10.34						
	100	18.62	16.06	19.93						
34.8	12.5	3.093	2.774	3.275	2.847	3.236				
	50	11.62	10.25	12.33	10.46	12.26				
	100	21.57	18.91	22.85	19.22	22.82				
40	12.5	3.787	3.424	3.987			0.312	0.972	0.452	0.864
	50	13.37	11.95	14.07						
	100	24.08	21.45	25.29						
50	12.5	4.913	4.519	5.121			0.484	0.901	0.648	0.815
	50	15.75	14.41	16.37						
	100	27.52	25.13	28.59						

Примечание. Приняты распределение капель по размерам Лоуса-Парсона (ЛП) и значение температуры 20°C. Уравнение регрессии ЛП_L относится к интервалу меньших значений интенсивностей дождя (1.25...50 мм/ч), уравнение регрессии ЛП_H – к интервалу больших значений интенсивности дождя (25...150 мм/ч). Комплексные значения показателя преломления воды для сфероидальных капель и капель Пруппахера-Питтера рассчитаны по уравнению Дебая, а значения для сферических капель – по уравнению Рея. Для сфероидальных капель используются деформационная зависимость B на рисунке 5.4. Угол падения $\alpha = 90^\circ$ как для сфероидальных капель, так и для капель Пруппахера-Питтера

6.3 Ослабление в снеге

Анализ ослабления радиоволн в снеге весьма сложен, поскольку форма, диэлектрические проницаемости (или плотность и водосодержание) и распределение снежинок по размерам существенно меняются в зависимости от метеорологических условий [8].

Было установлено, что в сантиметровом диапазоне ослабление в сухом снеге на порядок меньше, чем в дожде с такой же интенсивностью осадков. Однако мокрый или обводненный снег дает в сантиметровом и миллиметровом диапазонах волн ослабление, сравнимое с ослаблением в дожде. Зачастую ослабление в снеге превосходит ослабление в дожде. Измерения показали, что на этой длине волны ослабление даже в сухом снеге на 30...40% превышает ослабление в дожде такой же интенсивности. Это свидетельствует о том, что ослабление в снеге может заметно возрастать с уменьшением длины волн.

Ослабление радиоволн в снегопаде не поддается строгой теоретической оценке. Однако известно, что оно примерно вдвое меньше, чем в дождях с интенсивностью $I_c \leq 5$ мм/ч. В мокром снеге ослабление оказывается в 2...3 раза больше, чем в дожде той же интенсивности, причем оно не поддается достаточно надежной теоретической оценке.

Характерные значения коэффициентов ослабления миллиметровых (ММ) радиоволн в снегопаде приведены в таблице 6.2.

Таблица 6.2 - Характерные значения коэффициентов ослабления ММ-радиоволн в снегопаде

Длина волны, мм	Значения коэффициента ослабления при интенсивности осадков I_c , мм/ч		
	1	2	3
3.2	0.5	1.1	2.1
2.15	1.2	2.2	3.8
1.3	1.5	4.1	11.3
0.98	2.8	4.8	-

Среднегодовая продолжительность снегопада определенной интенсивности I_c для средней полосы европейской территории России приведена на рисунке 6.8 (кривая 1); кривая 2 – выпадение снега; кривая 3 – снежной крупы в Японии.

Анализ распределения вероятностей выпадения снега для средней полосы европейской части Российской Федерации показывает, что снегопады с интенсивностью $I_c = 1$ мм/ч и более составляют менее одних суток в году.

Для приближенных оценок величина ослабления в туманах и облаках может быть вычислена по формуле:

$$\gamma_T = q\omega^{1.95} \cdot \exp[-6.856(1 + 0.0045T)], \quad (6.9)$$

где q – водность тумана или облака, г/м^3 ; ω – частота излучения; T – абсолютная температура в градусах Кельвина.

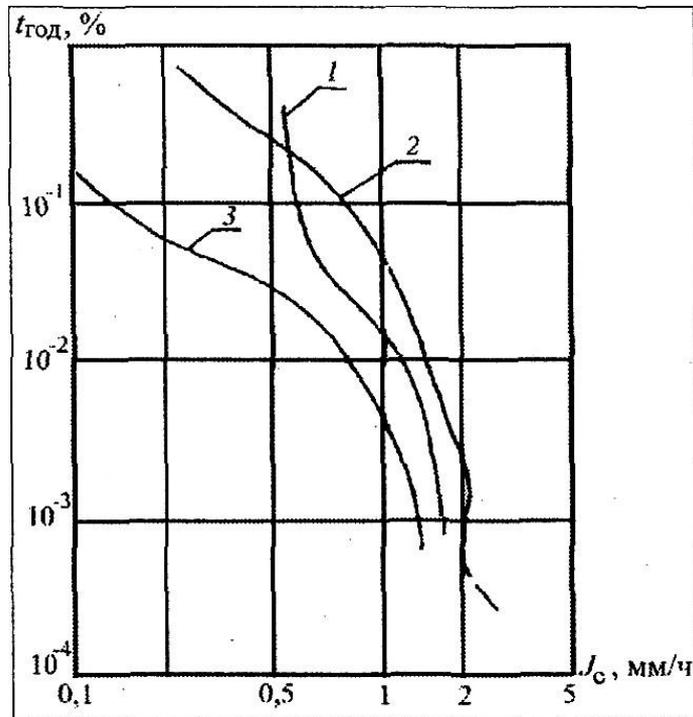


Рисунок 6.8 – Зависимость среднегодовой продолжительности снегопада от его интенсивности

На рисунке 6.9 приводятся частотные зависимости молекулярного поглощения и гидрометеорных ослаблений в атмосфере, где кривая 1 – дождь 100 мм/ч (10^{-4} %); 2 – дождь 50 мм/ч ($8 \cdot 10^{-4}$ %); 3 – дождь 10 мм/ч ($2 \cdot 10^{-2}$ %); 4 – дождь 5 мм/ч (10^{-1} %); 5 – туман, дальность видимости 200 м (5 %) (в скобках даются усредненные по времени в течение года значения продолжительности компонентов поглощения для средней полосы России); 6 – туман, облака, дальность видимости 50 м; 7 – пары воды при нормальных условиях (30%) (здесь под нормальными условиями понимаются: температура воздуха $+20^\circ\text{C}$, атмосферное давление 760 мм рт. ст. и абсолютная влажность 7.5 г/м^3); 8 – кислород; 9 – нерезонансное поглощение кислорода на частоте менее 10 ГГц; 10 – пыль; 11 – дым, видимость 200 м.

Анализ особенностей распространения радиоволн показывает, что в короткой части ММ-диапазона радиоволн имеется ряд участков спектра (в районах волн 8; 3.3; 2.3 и 1.3 мм), так называемых «окон прозрачности», где ослабление невелико [8].

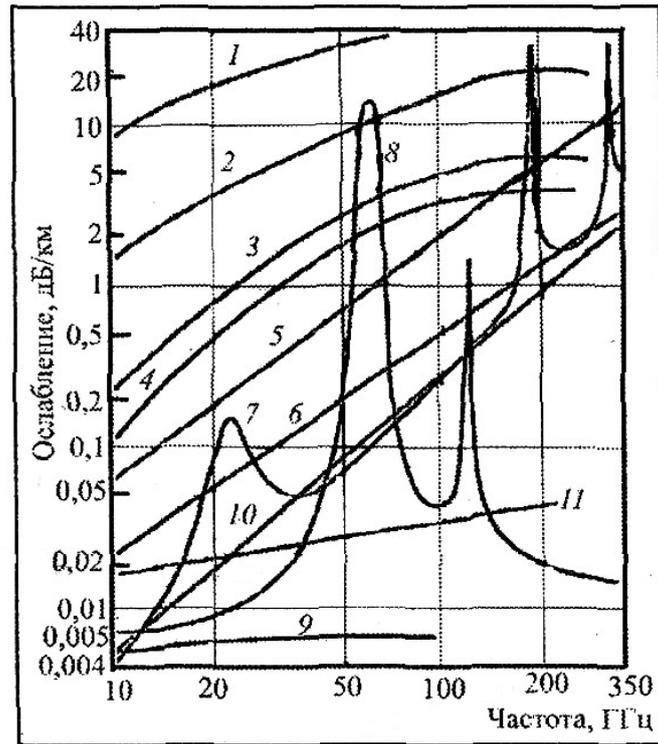


Рисунок 6.9 – Частотные зависимости молекулярного поглощения и ослабления в атмосфере

7 ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОЕ ОСЛАБЛЕНИЕ И ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЙ ФАЗОВЫЙ СДВИГ

Наклонные дождевые капли искаженной формы могут вызывать деполяризацию падающего поля и тем самым ухудшать чистоту поляризации [1].

Дифференциальное ослабление ΔA и дифференциальный фазовый сдвиг $\Delta\phi$ определяются выражениями:

$$\Delta A = 8.686 \cdot \text{Im}(k_h - k_v) L \quad [\text{дБ}], \quad (7.1)$$

$$\Delta\phi = \frac{180}{\pi} \cdot \text{Re } k_h - k_v L \quad [\text{град.}], \quad (7.1a)$$

где L – длина трассы распространения; k_h и k_v – постоянные распространения, которые находятся по определённой методике [1].

Эти две величины являются важнейшими характеристиками среды, заполненной дождем.

На рисунках 7.1 и 7.2 представлены частотные характеристики дифференциального ослабления и дифференциального фазового сдвига для 1-км трассы распространения. Параметром здесь является интенсивность дождя; рассматриваются сфероидальные дождевые капли при 20 °С с распределением по размерам Лоуса-Парсонса. Рисунок 7.1 показывает, что дифференциальное ослабление возрастает с ростом частоты, и что при больших значениях интенсивности дождя наблюдается максимум ослабления приблизительно на частоте 30 ГГц. Дальнейшее увеличение частоты приводит к постепенному уменьшению дифференциального ослабления. Из рисунка 7.2 видно, что дифференциальный фазовый сдвиг максимален примерно на частоте 20 ГГц и становится отрицательным на более высоких частотах. В окрестности частоты 30 ГГц дифференциальный фазовый сдвиг очень мал. Существуют два направления поляризации волн, при которых распространение в заполненной дождем среде происходит без деполяризации. Эти направления называются «характеристическими направлениями поляризации» среды.

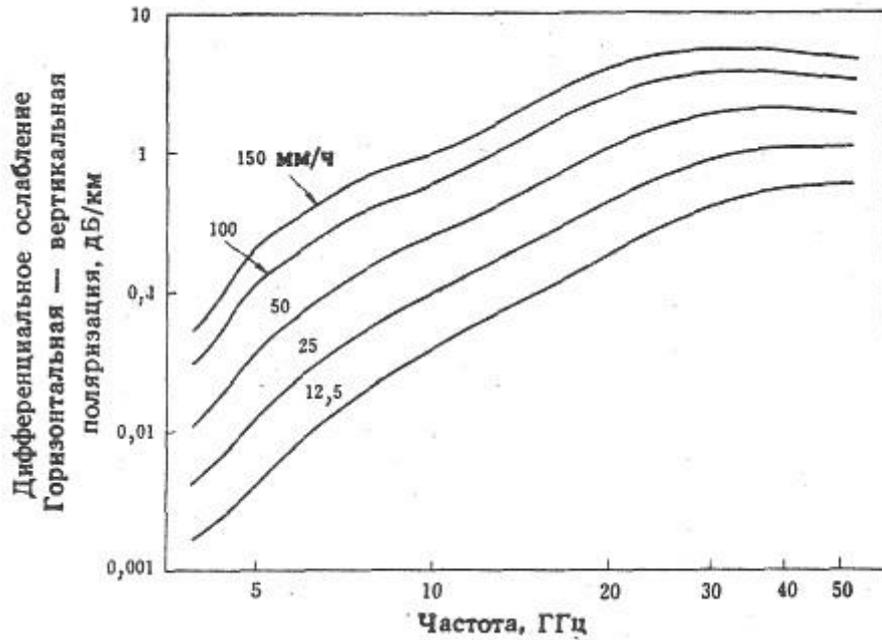


Рисунок 7.1 – Частотные характеристики дифференциального ослабления. Сферидальные дождевые капли

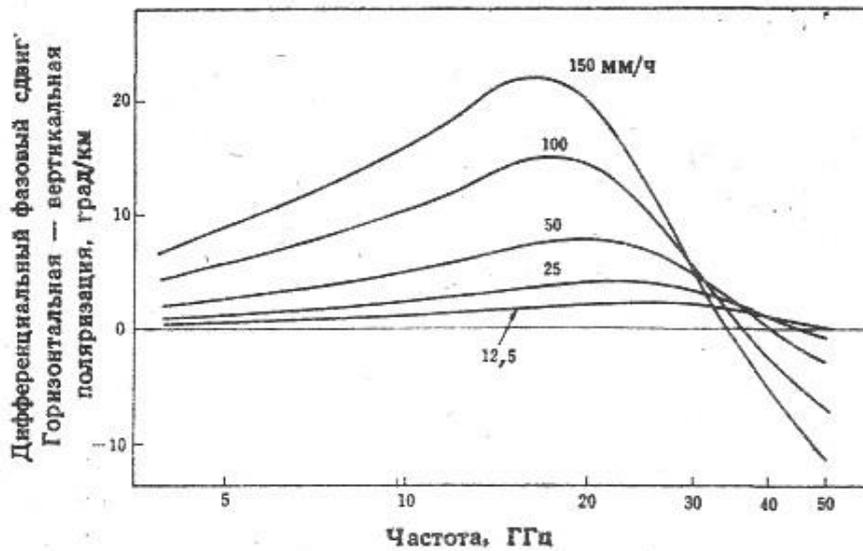


Рисунок 7.2 – Частотные характеристики дифференциального фазового сдвига. Сферидальные дождевые капли

8 ДЕПОЛЯРИЗАЦИЯ ДОЖДЁМ, СНЕГОМ И ЧАСТИЦАМИ ЛЬДА

Новые системы связи на сантиметровых и миллиметровых волнах проектируются с двумя поляризациями, чтобы увеличить их пропускную способность, не увеличивая ширину полосы используемых частот. Возможно, однако, что переходные помехи между двумя каналами, работающими на одной частоте, но с разными поляризациями, из-за деполяризации на гидрометеорах могут серьезно ограничить применение таких систем «с повторным использованием частоты». В связи с этим эффект деполяризации привлекает большое внимание исследователей, что вылилось в обширный теоретический анализ этого явления.

Уравнения, описывающие деполяризацию. Степень деполяризации можно охарактеризовать отношением сигнала с кросс-поляризацией к сигналу с основной (полезной) поляризацией на входе приемника. Можно определить два вида коэффициентов кросс-поляризации. Это различие по кросс-поляризации (cross-polarization discrimination – XPD) и развязка по кросс-поляризации (cross-polarization isolation – XPI), которые определяются следующим образом:

$$\begin{aligned} XPD_H &= 20\lg \left| \frac{\Delta E_V}{E_H} \right|, \\ XPD_V &= 20\lg \left| \frac{\Delta E_H}{E_V} \right|, \\ XPI_H &= 20\lg \left| \frac{\Delta E_H}{E_H} \right|, \\ XPI_V &= 20\lg \left| \frac{\Delta E_V}{E_V} \right|. \end{aligned} \quad (8.1)$$

Здесь E_H и E_V – принимаемые электрические поля с основной поляризацией в направлениях E_H^0 и E_V^0 ; ΔE_H – составляющая принимаемого электрического поля с кросс-поляризацией в направлении E_H , образовавшаяся из поля E_V ; ΔE_V – кросс-поляризованная компонента принимаемого поля в направлении E_V , образовавшаяся из E_H . Коэффициент XPD получают при измерении поля, когда передатчик излучает волну с одной поляризацией, а приемник может принимать волны с двумя поляризациями. Коэффициент XPI описывает помеху в каждом из двух каналов системы связи с двойной поляризацией и повторным использованием частоты. Если принять $E_H^0 = E_V^0$ и выбрать $T_{12} = T_{21}$ (T_{11} , T_{12} , T_{21} , T_{22} – передаточные характеристики среды с дождём [1]), то получим $XPD_H = XPI_H$ и $XPD_V = XPI_V$. Тогда:

$$XPD_H = XPI_H = 20 \lg \left| \frac{T_{12}}{T_{11}} \right| = 20 \lg \left| \frac{1 - G \operatorname{tg} \phi}{G + \operatorname{tg}^2 \phi} \right|, \quad (8.2)$$

$$XPD_V = XPI_V = 20 \lg \left| \frac{T_{21}}{T_{22}} \right| = 20 \lg \left| \frac{1 - G \operatorname{tg} \phi}{1 + G \operatorname{tg}^2 \phi} \right|, \quad (8.2a)$$

где G – дифференциальный коэффициент распространения; ϕ – эффективный угол наклона.

При анализе свойств среды передачи часто необходимо знать относительный фазовый угол между полями с кросс-поляризацией и с основной поляризацией. Для этого удобнее определить комплексные коэффициенты кросс-поляризации, нежели просто величину этих коэффициентов. В случае линейной поляризации комплексные коэффициенты можно определить как:

$$C\text{-}XPD_H = \frac{\Delta E_V}{E_H} = -\frac{1 - G \operatorname{tg} \phi}{G + \operatorname{tg}^2 \phi}, \quad (8.3)$$

$$C\text{-}XPD_V = \frac{\Delta E_H}{E_V} = -\frac{1 - G \operatorname{tg} \phi}{1 + G \operatorname{tg}^2 \phi}. \quad (8.3a)$$

Аналогичные коэффициенты для круговой поляризации:

$$C\text{-}XPD_R = -\frac{1 - G e^{-2\phi j}}{1 + G}, \quad (8.4)$$

$$C\text{-}XPD_L = -\frac{1 - G e^{2\phi j}}{1 + G}. \quad (8.4a)$$

Деполяризация максимальна для горизонтальной трассы распространения и минимальна для вертикальной трассы (некоторые трассы Земля-спутник), если оси дождевых капель ориентированы по вертикали.

На рисунке 8.1 представлены частотные характеристики XPD для 1-км наземной трассы распространения. Предполагается, что дождевые капли сфероидальны (с деформационной зависимостью B на рисунке 5.4), имеют одинаковую ориентацию, угол наклона капель $\theta_0 = 5^\circ$ при $\gamma = 0^\circ$ и распределение по размерам Лоуса-Парсонса. Однако на нижних частотах градиент кривых деполяризации не столь крут, как у кривых дифференциального ослабления. Это вызвано тем, что на нижних частотах дифференциальный фазовый сдвиг дает существенный вклад в деполяризацию. Отметим также, что XPD для горизонтальной поляризации больше, чем для вертикальной.

Рисунок 8.2 иллюстрирует соотношение между величиной XPD и протяженностью трассы распространения, рассчитанное на частоте 19.3 ГГц при различных интенсивностях дождя (в предположении одинаково ориентированных сфероидальных дождевых капель с деформационной зависимостью B). Трасса распространения горизонтальная, угол наклона капель $\theta_0 = 5^\circ$ и $\gamma = 0^\circ$. Из рисунка 8.2 видно, что величина XPD, особенно при вертикальной поляризации, выходит на насыщение по мере увеличения протяженности трассы распространения. Однако, когда эффект насыщения оказывается заметным,

ослабление сигнала с основной поляризацией (copolar attenuation – CPA) также весьма значительно. Сплошными кружками показаны расстояния, на которых CPA превышает 30 дБ. Из рисунков 8.1 и 8.2 видно, что при фиксированном значении угла наклона капель XPD возрастает с увеличением частоты, интенсивности дождя и протяженности трассы распространения.

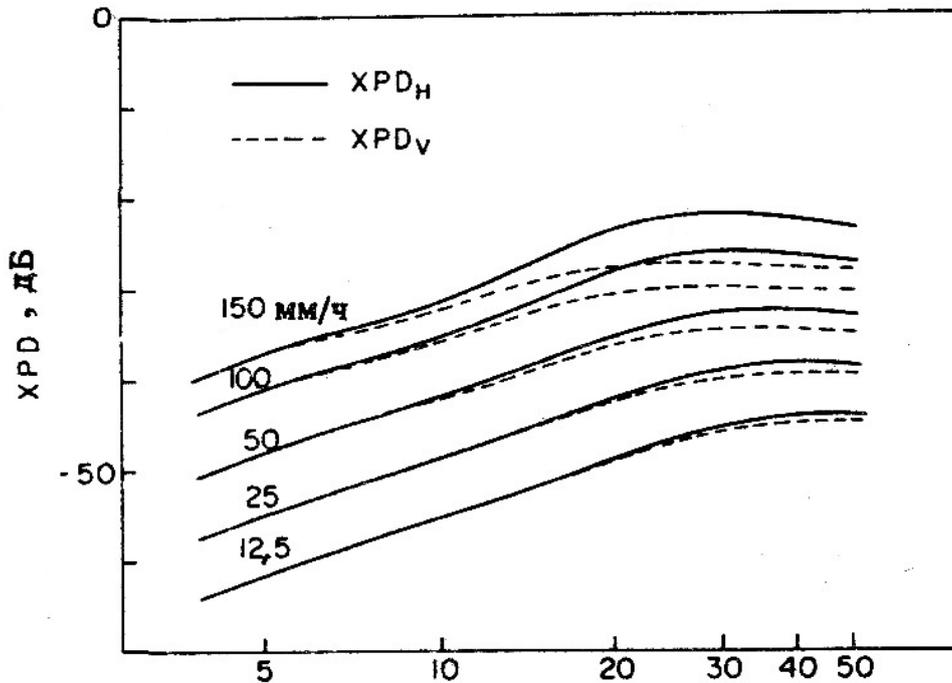
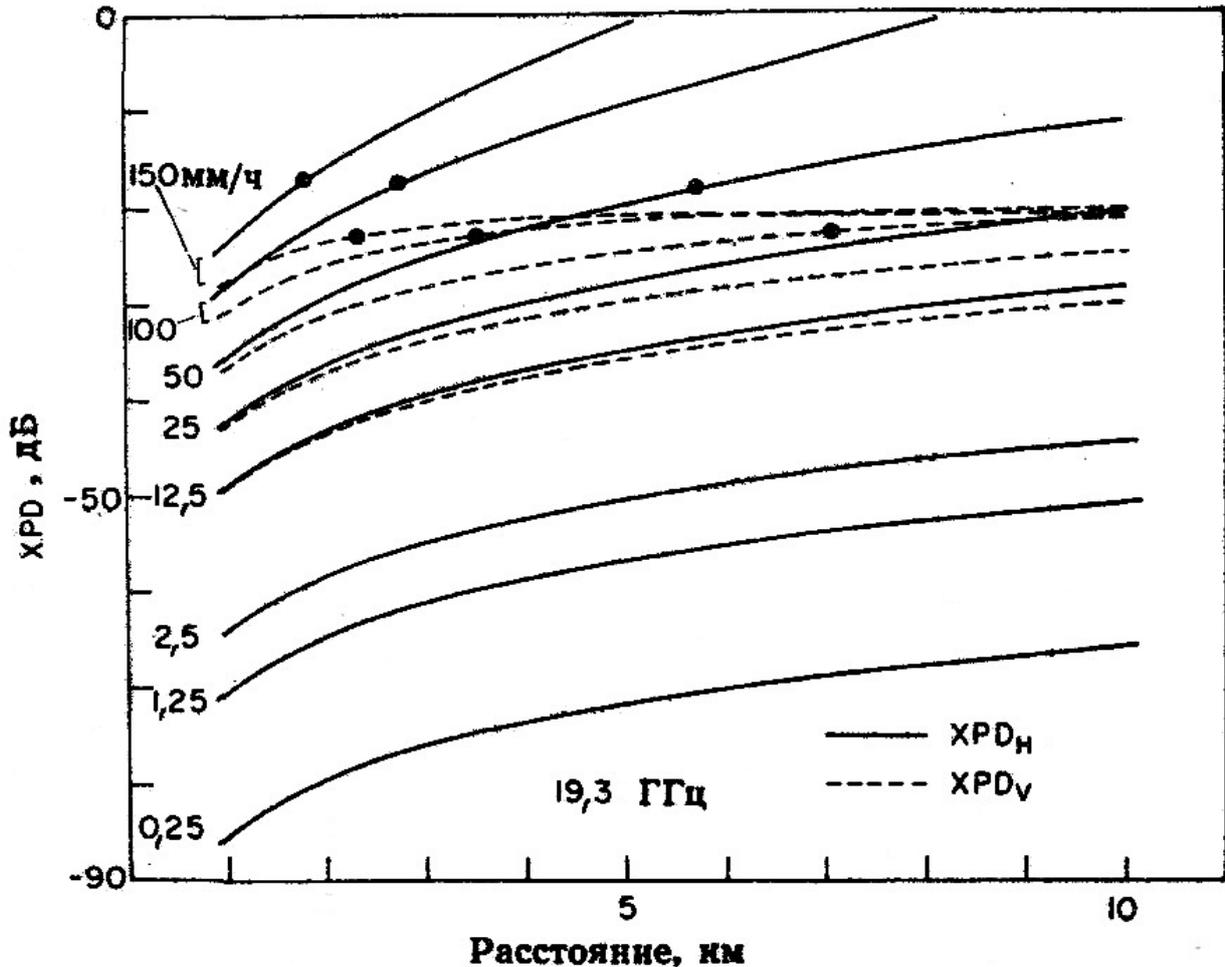


Рисунок 8.1 – Частотные характеристики кросс-поляризации для 1-км наземной трассы распространения. Одинаково ориентированные сфероидальные дождевые капли с углом наклона $\theta_0 = 5^\circ$ и $\gamma = 0^\circ$

Как видно из рисунков 8.1 и 8.2, величина CPA также меняется с частотой. Важной проблемой при передаче сигналов является ослабление сигнала с основной поляризацией. В связи с этим нужно одновременно рассматривать ослабление и кросс-поляризацию. Более того, если XPD графически представить в зависимости от CPA, то мы увидим, что при фиксированном CPA коэффициент XPD растет с уменьшением частоты. Чтобы проанализировать связь между XPD и ослаблением более детально, Чжу рассмотрел нормированное дифференциальное ослабление и нормированный дифференциальный фазовый сдвиг при ослаблении вертикально поляризованного сигнала. Частотные характеристики нормированного дифференциального ослабления сходны с характеристиками рисунка 6.7, хотя Чжу принял деформационную зависимость, представленную на рисунке 5.4 линией А. Частотные характеристики нормированного дифференциального фазового сдвига представлены на рисунке 8.3. Исходя из приведенных кривых, можно сделать несколько выводов. На нижних частотах дифференциальный фазовый сдвиг весьма велик при данном ослаблении сигнала с основной поляризацией, хотя известно, что ослабление на этих частотах незначительно. Следовательно, деполаризация обусловлена главным образом дифференциальным фазовым сдвигом.



Кружками обозначены расстояния,
на которых ослабление начинает превышать 30 дБ.

Горизонтальная трасса распространения, сфероидальные дождевые капли
предполагаются одинаково ориентированными
с углом наклона $\theta_0 = 5^\circ$ и $\gamma = 0^\circ$

**Рисунок 8.2 – Расчетная кросс-поляризация в зависимости от длины
трассы распространения на частоте 19.3 ГГц при различных
интенсивностях дождя**

По мере увеличения частоты нормированный дифференциальный фазовый сдвиг резко уменьшается, в то время как нормированное дифференциальное ослабление мало чувствительно к частоте. Это означает, что здесь деполаризация обусловлена в основном дифференциальным ослаблением. На частоте примерно 20 ГГц дифференциальное ослабление (в неперах) и дифференциальный фазовый сдвиг (в радианах) примерно одинаковы. Было установлено, что при заданном затухании и при заданной частоте дифференциальное ослабление увеличивается с ростом интенсивности дождя, в то время как дифференциальный фазовый сдвиг уменьшается с увеличением интенсивности дождя. Вследствие этих противоположных зависимостей коэффици-

ент XPD оказывается относительно нечувствительным к интенсивности дождя.

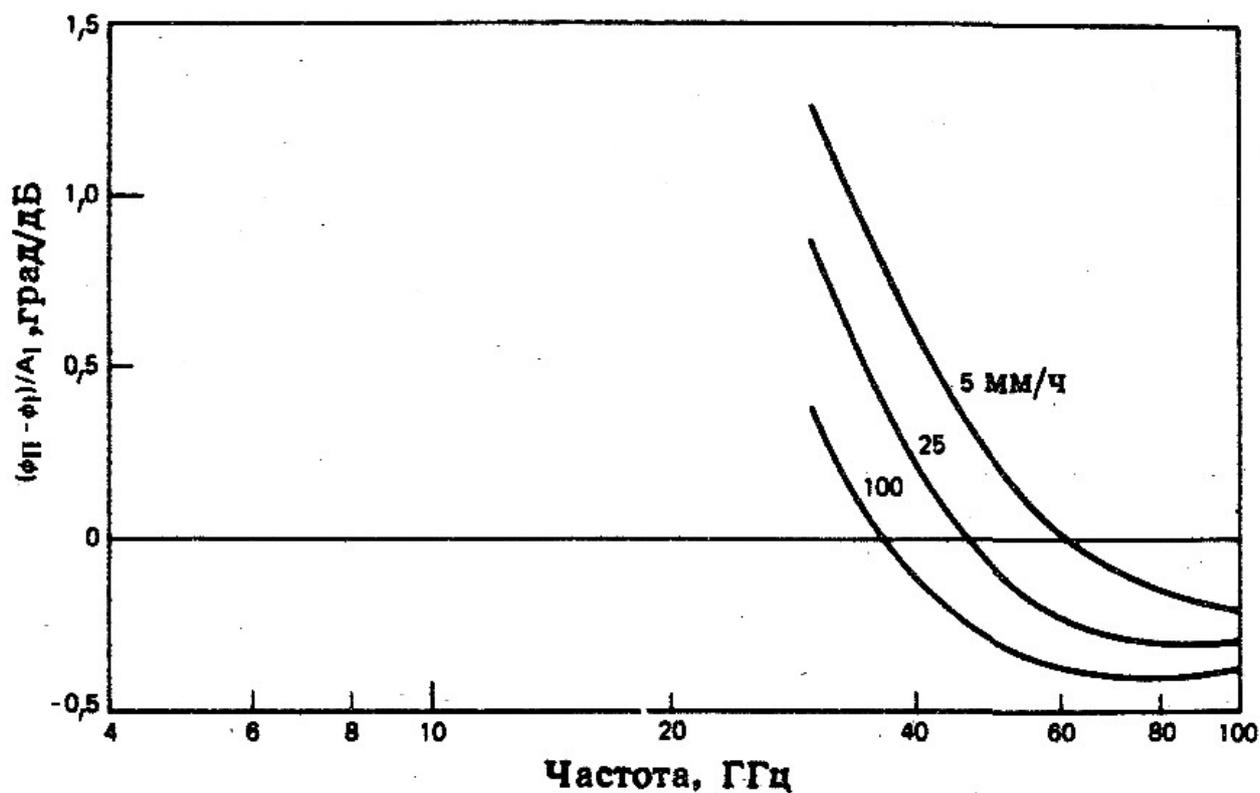
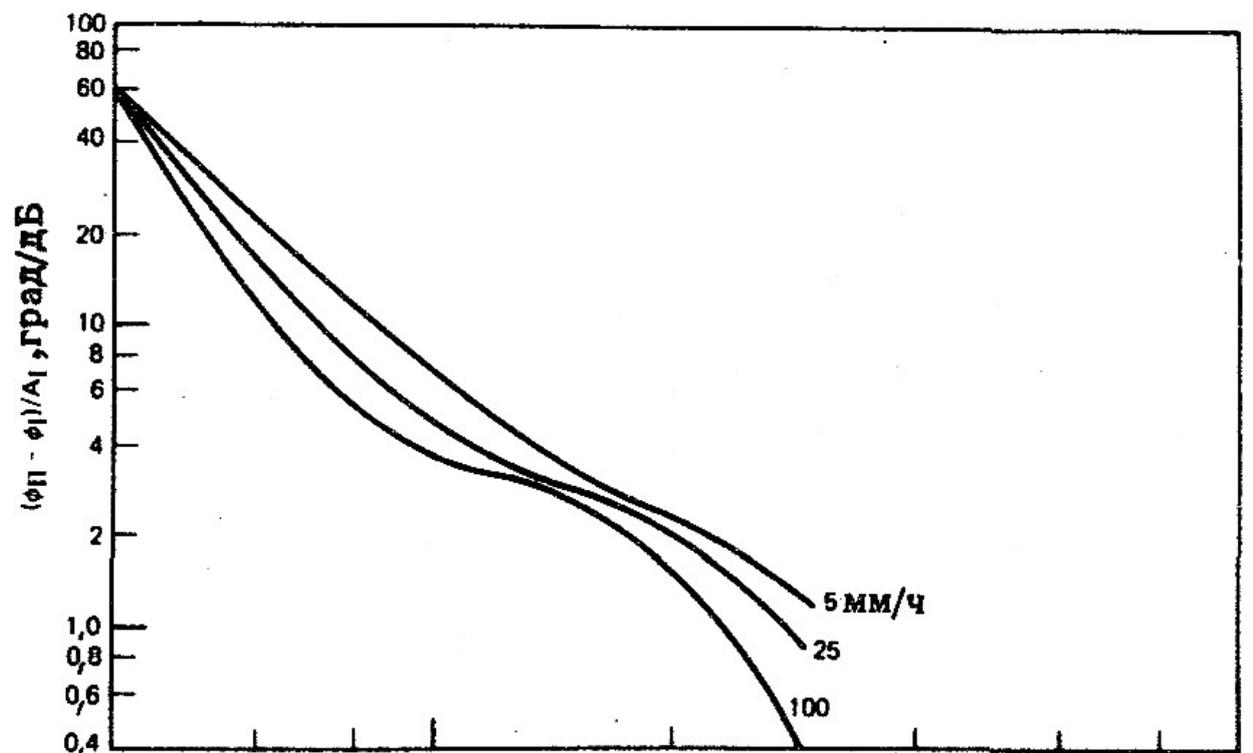


Рисунок 8.3 – Частотные характеристики отношения нормированного дифференциального фазового сдвига к ослаблению для вертикально-поляризованного сигнала

Рассмотрим теперь вопросы, связанные с деполяризацией твердыми гидрометеорами в верхних слоях атмосферы. Измерения деполяризации на частотах 20 и 30 ГГц с использованием спутника ATS-6, запущенного в мае 1974 г., часто давали довольно высокие значения деполяризации без существенного ослабления сигналов основной поляризации. Этот вид деполяризации, часто называемый «аномальной деполяризацией», был исследован более подробно во время европейской фазы экспериментов по распространению с применением спутника ATS-6. На рисунке 8.4 показан временной ход события в одном из экспериментов на частоте 30 ГГц для трассы спутник ATS-6-Слау (Великобритания). Видно, что ослабление сигнала основной поляризации (верхняя кривая) незначительно, а высокий уровень деполяризации (нижняя кривая) существует в течение довольно длительного времени.

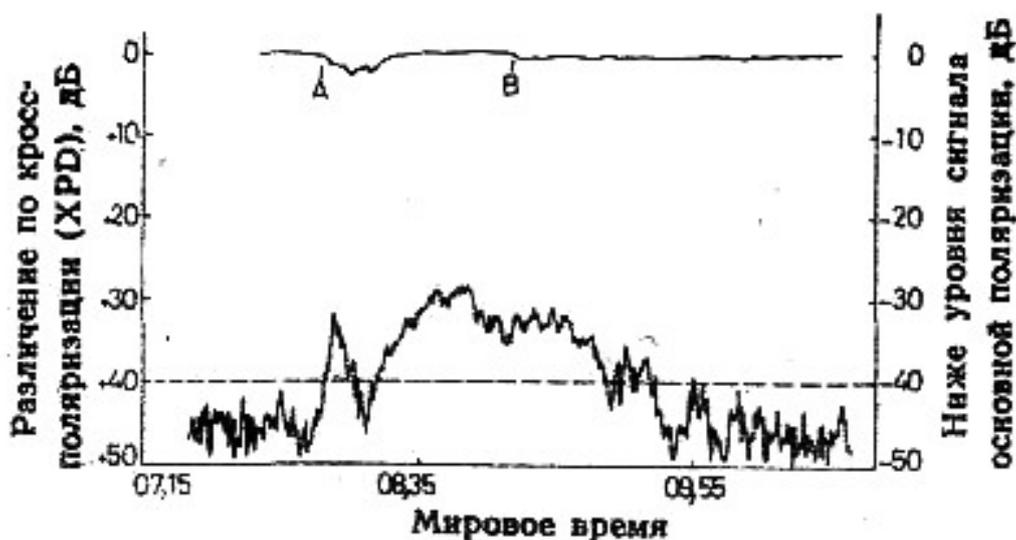


Рисунок 8.4 – Временные изменения деполяризации кристаллами льда на частоте 30 ГГц для трассы спутник ATS-6-Слау, Великобритания, 5 мая 1976 г.

Было высказано предположение, что деполяризующей средой являются частицы льда на больших высотах, и проведены обширные теоретические и экспериментальные исследования. Одновременные радиолокационные наблюдения также подтвердили, что аномальная деполяризация обусловлена частицами льда на высотах выше уровня яркой полосы. Такая аномальная деполяризация была обнаружена также и при более поздних измерениях распространения на трассах Земля-Космос с использованием разных спутников.

Частицы льда обычно имеют форму игл или пластин, а их важной электрической характеристикой являются, как известно, чрезвычайно малые потери. Среда с ледяными частицами является чисто фазосдвигающей.

Дополнительными явлениями, наблюдавшимися во время экспериментов по распространению радиоволн на трассах Земля-спутник при использовании радиомаяков с линейной поляризацией, были:

- 1) резкие изменения величин XPD, совпадавшие, как оказывалось, с грозowymi разрядами;
- 2) сдвиг по фазе на 90° между компонентами с основной и кросс-поляризациями;
- 3) резкие изменения на 180° фазы сигналов с кросс-поляризацией относительно сигналов с основной поляризацией.

9 ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Влияние метеофакторов на работу радиооборудования является одной из первостепенных проблем, возникающих при проектировании любой системы или устройства, которое использует радиоволны в своей работе. Необходимо учитывать все условия, в которых будет работать будущее радиооборудование, и факторы, непосредственно влияющие на его работу, так как это непосредственно повлияет в дальнейшем на безопасность для жизни людей, которые впоследствии будут пользоваться (прямо или косвенно) этим оборудованием. К таким метеофакторам относятся туман, дождь, снег, град, пыль, молнии и прочее, а влияние их на работу радиооборудования выражается в ослаблении и рассеянии сигнала, дифференциальном ослаблении и дифференциальном фазовом сдвиге, кросс-поляризации, а также в деполяризации составляющих волны. В большинстве случаев радиосистема подвергается влиянию метеофакторов, поэтому разрабатываются специальные устройства и методики, позволяющие восстановить полезный радиосигнал. Одним из возможных направлений инженерных поисков должна быть разработка методов коррекции переходных помех между каналами связи, возникающих в результате деполяризации. Особенно полезна компенсация деполяризации в системах связи Земля-Космос, поскольку в таких системах высока стоимость канала связи. Так как деполяризация в дожде меняется во времени, ее компенсация должна быть адаптивной. В настоящее время предложены различные методы адаптивной компенсации деполяризации и проведен ряд соответствующих экспериментальных исследований [1]. Математически компенсация деполяризации эквивалентна отысканию обратной матрицы для матрицы передачи.

Главной трудностью в исследовании влияния метеофакторов на работу радиооборудования является хаотичность и непредсказуемость их появления и поведения, трудность, а порой и невозможность построения математических моделей метеофакторов, с помощью которых учёные пытаются до конца изучить влияние этих метеофакторов на распространяющиеся радиоволны, а также найти решение проблемы ликвидации нежелательного их влияния на работу радиоэлектронного оборудования.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Огути Т. Распространение и рассеяние электромагнитных волн в дожде и других гидрометеорах // ТИИЭР, 1983, №9.
2. Современная радиолокация. Анализ, расчёт и проектирование систем. Под ред. Ю.Б.Кобзарева. – М.: Советское радио, 1969.
3. Красюк Н.П. Влияние тропосферы и подстилающей поверхности на работу РЛС. – М.: Радио и связь, 1988.
4. Бин Б.Р., Даттон Е.Дж. Радиометеорология.– Л.: Гидрометеиздат, 1971.
5. Вяльцева Э.Е. О горизонтальной неоднородности показателя преломления воздуха для УКВ в атмосферных фронтах // Тр. ИЭМ. Серия «Физика нижней атмосферы», 1975, выпуск 10.
6. Васищева М.А., Щукин Г.Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. – Обнинск: ВНИИГМИ, Информационный центр, 1976.
7. Хогг Д.С, Чжу Г.С. Влияние дождя на космическую связь. // ТИИЭР, 1975, №9.
8. Быстров Р.П., Потапов А.А., Соколов А.В. ММ радиолокация с фрактальной обработкой. – М.: Радиотехника, 2005.
9. Баранов А.М. Облака и безопасность полетов. – Л.: Гидрометеиздат, 1983.
10. Володько А.М. Безопасность полетов вертолетов. – М.: Транспорт, 1981.
11. Дубровский А.И. Эксплуатация средств навигации и УВД. – М.: Воздушный транспорт, 1995.

Учебное издание

Масалов Евгений Викторович

Безопасность полетов

Учебное пособие

Формат 60×84 1/16. Усл. печ. л. 4,65

Тираж 200 экз. Заказ

Отпечатано в Томском государственном университете
систем управления и радиоэлектроники.

634050, Томск, пр. Ленина, 40. Тел. (3822) 533018.