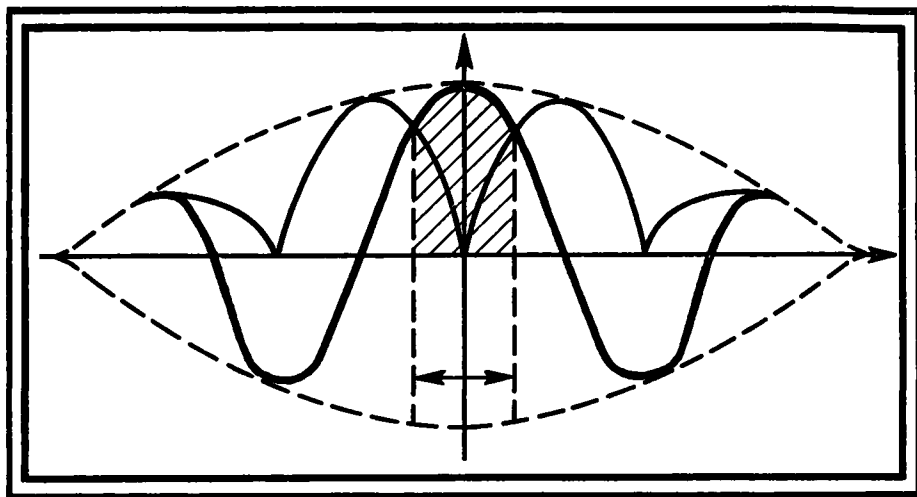


М.И.ФИНКЕЛЬШТЕЙН

В.А.КУТЕВ

В.П.ЗОЛОТАРЕВ



ПРИМЕНЕНИЕ

РАДИОЛОКАЦИОННОГО

ПОДПОВЕРХНОСТНОГО

ЗОНДИРОВАНИЯ

В ИНЖЕНЕРНОЙ

ГЕОЛОГИИ

•

**М.И.ФИНКЕЛЬШТЕЙН
В.А.КУТЕВ
В.П.ЗОЛОТАРЕВ**

**ПРИМЕНЕНИЕ
РАДИОЛОКАЦИОННОГО
ПОДПОВЕРХНОСТНОГО
ЗОНДИРОВАНИЯ
В ИНЖЕНЕРНОЙ
ГЕОЛОГИИ**

Под редакцией М.И. ФИНКЕЛЬШТЕЙНА



МОСКВА "НЕДРА" 1986

Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. Под редакцией М.И. Финкельштейна. — М.: Недра, 1986. — 128 с.

Обобщен опыт по разработке и внедрению в практику нового, радиолокационного метода подповерхностных зондирований. Рассмотрены физические основы, аппаратура, методика зондирований, проводимых на земной поверхности и с борта летательных аппаратов. Приведены результаты применения метода при измерении уровня грунтовых вод, толщины промерзающих слоев, поисках водоносных горизонтов, изучении зоны аэрации, разведке торфяных месторождений.

Для инженеров-геофизиков, геологов, гидрогеологов.

Табл. 15, ил. 58, список лит. — 40 назв.

Рецензенты: О.Л. Кузнецов, д-р техн. наук, С.Л. Лопатников, канд. физ.-мат. наук (Всесоюзный научно-исследовательский институт ядерной геофизики и геохимии)

**Моисей Ионович Финкельштейн
Валерий Александрович Кутев
Владимир Прохорович Золотарев**

ПРИМЕНЕНИЕ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ПОДПОВЕРХНОСТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Редактор издательства *В.И. Жукова*
Художественный редактор *В.В. Шутько*
Технические редакторы *Л.Н. Фомина, О.Н. Власова*
Корректор *Е.В. Наумова*
Оператор *И.В. Волкова*

ИБ № 5758

Подписано в печать 13.01.86. Т—06310. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине. Печать офсетная. Усл. печ. л. 8,0
Усл. кр.-отт. 8,25. Уч.-изд.л. 8,63. Тираж 1950 экз. Заказ 80 /37—3.
Цена 45 коп.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра",
103633, Москва, К—12, Третьяковский проезд, 1/19

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
г. Тула, проспект Ленина, 109.

ВВЕДЕНИЕ

В течение многих лет в электроразведке успешно применяются методы постоянного, низкочастотных и нестационарных переменных полей ($10^{-2} - 10^4$ Гц).

Хорошо известны также различные методы переменных полей разномолновых частот ($10^5 - 10^7$ Гц), обычно называемые радиоволновыми. Следует отметить, что возможность "просвечивания" одних горных пород (каменная соль, гипс, сухой песок) с помощью радиоволн и ограничения, возникающие для других (например, для глины), установлены еще в 1910 – 1911 гг. немецкими учеными Г. Лови и Г. Леймбахом. Ими же в 1912 г. предложен интерференционный метод для поиска руд и воды. Если изменять частоту генератора при определенном расстоянии между приемной и передающей антеннами, расположенными на поверхности земли, то в приемнике отмечаются максимумы и минимумы сигналов, вызванные интерференцией прямой (поверхностной) и отраженной от подповерхностного слоя волн. В дальнейшем развивалось множество вариантов интерференционного метода. Например, применительно к ледникам этот метод экспериментально исследовал немецкий ученый В. Штерн в 1929 г., а для определения уровня грунтовых вод в пустыне – египетский ученый Эль-Саид в 1956 г.

В 1925 г. А.А. Петровский в Институте прикладной геофизики провел на соляных полях ряд опытов по радиопросвечиванию (определение границ тени зоны высокой проводимости – теневой метод). Передатчик с фиксированной частотой размещался в скважине, шахте или штольне. А.А. Петровский разрабатывал и другие методы, появление которых было обусловлено состоянием радиотехники того времени. Это относится к волномерному методу, предложенному Г. Лови и др. и основанному на фиксации влияния среды в непосредственной близости от антенны на ее емкость и направленные свойства. В частности, он предложил определять изменение тока в передающей антенне при приходе отраженной волны (возвратный метод), а в 1940 г. проводил первые опыты по радиопросвечиванию мерзлых почв в Игарке, показавшие необходимость дальнейших исследований в этом направлении.

В середине 50-х годов А.Г. Тархов и др. разрабатывали метод, основанный на зависимости напряженности электромагнитного поля удаленных широкоэмиттерных радиостанций от геологического строения данного участка местности (метод радиокип). За рубежом аналогичные исследования проводились Дж. Вэйтом, который теоретически обосновал различные случаи распространения радиоволн в слоистых средах [39]. В СССР этому вопросу посвящена фундаментальная монография Л.М. Бреховских [3].

Лишь в 50-х годах перечисленные выше методы начинают внедрять в производство. Отставание было связано с техническими трудностями и необходимостью решения вопросов электромагнитной совместимости.

Следует, например, отметить создание А.Д. Петровским и др. [15] аппаратуры радиопросвечивания, Г.Я. Черняком радиоволнового профилирования с использованием метода настройки антенны [27], а также станций радиоволнового зондирования на основе интерференционного метода.

В последние 20–25 лет в геофизической высокочастотной электроработке намечилось новое направление — применение методов радиолокации. Использование радиолокации для обнаружения воздушных, наземных и надводных объектов (целей), измерения их координат и параметров движения, а также выявления их некоторых структурных и физических свойств широко известно. Важнейшей особенностью радиолокации по сравнению с другими методами обнаружения и измерения координат является наличие такой разрешающей способности, как возможность наблюдения целей, мало различающихся по дальности, угловым координатам, скорости. Радиолокация позволяет измерить толщину подповерхностных слоев и расстояния до них, а также получить некоторые структурные и электрические характеристики сред.

Применение стандартных методов радиолокации (а в ряде случаев радиолокаторов иного назначения с невысокой разрешающей способностью — несколько десятков метров) для подповерхностного зондирования было наиболее эффективным в случае однородных слоев, обладающих малым затуханием волн и толщиной, превышающей разрешающую способность по дальности. Таковы ледниковые покровы Гренландии и Антарктиды. Этим объясняется использование советскими и зарубежными исследователями, начиная с 1963–1964 гг., обычных импульсных радиолокаторов дециметрового, метрового и декаметрового диапазонов для определения толщины материковых ледников.

Другими, подобными ледникам, средами являются сухие песчаники, известняки и каменная соль. В соляных шахтах использовали импульсные радиолокаторы с частотами 230, 440 и 4300 МГц и длительностью импульсов соответственно 600, 300, 35 нс. При этом были обнаружены неоднородности на расстоянии до 10 км. Аналогичный радиолокатор (частота 250 МГц, длительность импульса 0,6 мкс) использовался для зондирования с борта самолета вечной мерзлоты на Аляске.

Для сред с большим затуханием радиоволн широко используемые в радиолокации диапазоны дециметровых и тем более сантиметровых волн оказались непригодными. Необходим был переход в метровый и декаметровый диапазоны, что ухудшило бы разрешающую способность метода по дальности. В связи с этим потребовалось применение радиоимпульсов, включающих лишь несколько и даже один период высокочастотных колебаний (однопериодные импульсы, или моноимпульсы). Для формирования таких импульсов эффективным оказалось предложенное Дж. Куком в 1956 г. возбуждение широкополосной антенны перепадом напряжения, которое будем в дальнейшем называть ударным возбуждением антенны.

Фактически речь идет об электромагнитном аналоге сейсмического метода. Такой способ был предложен в 1937 г. [1], однако практическая реализация видеоимпульсного радиолокатора была осуществлена гораздо

позже. Этот радиолокатор в определенной степени подобен системе, предложенной А. Барринджером [23], использующей видеоимпульсы миллисекундной длительности и применяемой в аэроэлектроразведке. При длительности импульсов несколько миллисекунд, т. е. частоте около 1 кГц, реакция исследуемой среды (например, рудной залежи) напоминает переходные процессы в зоне индукции, в отличие от обычно используемого в радиолокации поля излучения.

Наземные радиолокаторы подповерхностного зондирования, в которых применяется ударное возбуждение антенны, работают обычно в интервале частот 15–500 МГц (при этом возможная длительность зондирующего импульса 2–70 нс), причем нижняя граница чаще выбирается около 100 МГц. В данном случае речь идет о зондирующих импульсах как бы без несущей частоты. Этот метод был успешно применен для зондирования в угле и известняке [31], в сухом доломите толщиной 75 м [34], а также для обнаружения зарытых труб и других подобных предметов на глубине до 8 м в пресной воде, мерзлых и обычных почвах [31]. При зондировании мерзлых почв была показана возможность картирования структурных неоднородностей в интервале глубин 3–30 м [29].

В настоящее время известны зарубежные рекламные сообщения о наземных радиолокаторах подповерхностного зондирования. Например, прибор SIR (Subsurface Interface Rodar) может непрерывно фиксировать геологические границы, пустоты в грунте и в шахтах, трубы и другие зарытые предметы, а также профиль речного и озерного дна, толщину морского и пресноводного льдов [37]. Глубина зондирования до 15 м. Кроме того, на основании исследований электрофизической лаборатории штата Огайо (США) было освоено серийное производство прибора Tergascan для обнаружения подземных трубопроводов [1]. Имеется также рекламное сообщение японской фирмы о радиолокаторе подповерхностного зондирования YL-R2 с центральной частотой зондирующего сигнала 120 МГц. В описании испытаний прибора SIR (США) [32] указано, что прибор хорошо проявил себя при зондировании песчаных почв и скальных пород и плохо при зондировании глинистых почв. Делается вывод, что прибор наиболее применим при поисках зарытых объектов (трубы, фундаменты и т. д.), полевых археологических изысканиях.

В СССР наземный радиолокатор с ударным возбуждением антенны, формирующий зондирующие импульсы, близкие к однопериодным, разработан в Рижском Краснознаменном институте инженеров гражданской авиации (РКИИГА) в 1976–1977 гг. В 1978 г. сотрудники РКИИГА доказали возможность измерения с помощью радиолокаторов мощности торфяных залежей [18]. Аналогичные работы проводились Арктическим и Антарктическим НИИ (ААНИИ) [2]. В дальнейшем разработанный в РКИИГА наземный радиолокатор был успешно испытан на торфяниках Латвийской ССР и в Вологодской области. Достигнута глубина зондирования верхового торфа 8–9 м и низинного 4 м. Кроме того, получены хорошие результаты по определению уровня грунтовых вод на песчаных и супесчаных почвах [8], а также обнадеживающие результаты по обнаружению карстовых полостей и в археологии. Сказанное явилось осно-

ванием для начала промышленного внедрения наземного радиолокатора [16].

Важное значение имеет радиолокационное подповерхностное зондирование с борта летательных аппаратов, впервые произведенное в 1971 г. с целью определения толщины морского льда (сильно поглощающей среды) М.И. Финкельштейном и В.А. Кутевым [21] на основе предложенного М.И. Финкельштейном в 1969 г. метода синтезируемого видеоимпульсного сигнала [23]. Этот метод лежит в основе разработанного в настоящее время промышленного измерителя толщины льда.

В 1973 г. сотрудники РКИИГА доказали возможность обнаружения и измерения глубины водоносных слоев в пустынных районах Средней Азии с борта самолета [22]. Использовался разработанный в РКИИГА радиолокатор с ударным возбуждением антенны импульсами длительностью 50 нс с центральной частотой спектра около 65 МГц. Глубина зондирования оказалась больше 20 м при высоте полета самолета 200–400 м. Аналогичные работы были проведены для известняков в 1974 г. и для мерзлых пород в 1975 г. [17]. Получено хорошее совпадение радиолокационного профиля с геологическим разрезом на глубине несколько метров. В 1974 г. была показана возможность подповерхностного зондирования на частоте 440 МГц (длительность импульса 6 нс) мерзлого грунта песчаной косы и болота, промерзших на глубину около 2 м [6].

Дальнейшее развитие подповерхностной радиолокации с борта летательного аппарата привело к необходимости сужения диаграммы направленности антенны с целью предотвращения ложных сигналов от поверхностных отражателей. В этой связи следует указать на использование метода синтезирования апертуры в радиолокационной системе для исследования поверхности Луны, установленной на борту космического корабля "Аполлон-17" [19]. Система была испытана в 1972 г. с борта самолета над ледниками Гренландии на частоте 50 МГц при длительности импульса с линейной частотной модуляцией 80 мкс (коэффициент сжатия 128).

В РКИИГА в 1977 г. был разработан радиолокатор с синтезированием апертуры в реальном масштабе времени на основе доплеровской фильтрации, что позволило произвести эквивалентное сужение луча вибраторной антенны в плоскости полета до 7° при высоте полета 400 м. Были проведены успешные испытания радиолокатора при зондировании мерзлых почв [5]. В дальнейшем он успешно использовался для зондирования уровня грунтовых вод в Средней Азии и Казахстане. Для сужения луча также и в плоскости, перпендикулярной к направлению полета, были использованы разнесенные активные приемные антенны и специальная обработка сигналов.

Опыт показывает, что радиолокационный метод как разновидность высокочастотной электроразведки наиболее перспективен для глубин несколько десятков метров, где можно использовать зондирование с помощью ультракоротких радиоволн. Вместе с тем известно, что в рыхлых отложениях, обладающих большой пористостью и трещиноватостью, значительно понижается скорость упругих продольных волн и возрастает их поглощение. Это ограничивает возможность применения сейсмораз-

ведки для указанной области. Кроме того, радиолокационное зондирование может осуществляться в движении — как с наземных транспортных средств, так и с летательных аппаратов. Оперативность радиолокационного метода делает его весьма перспективным при проведении инженерно-геологических и гидрогеологических изысканий.

К числу задач, которые могут быть решены этим методом, наряду с измерением толщины ледовых покровов, относятся: исследование структуры торфяных месторождений, определение уровня грунтовых вод, изучение подповерхностной структуры мерзлых почв и вечной мерзлоты, обнаружение неглубоко залегающих рудных тел и т. д. Наряду с этим можно осуществлять поиск подземных сооружений и коммуникаций, закарстованных зон и др.

Данная книга является первой попыткой систематизации материала по применению подповерхностной радиолокации для решения задач инженерной геологии, накопленного сотрудниками кафедры радиолокации РКИИГА под руководством проф. М.И. Финкельштейна более чем за 10 лет. Наряду с этим использована литература других авторов. Гл. 1 и 2 написаны М.И. Финкельштейном, гл. 3 — В.А. Кутевым, гл. 4 — В.П. Золотаревым.

Глава 1

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОТРАЖЕНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН В ПОГЛОЩАЮЩИХ СРЕДАХ

1. 1. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕЩЕСТВА

Комплексные диэлектрическая и магнитная проницаемости

Рассмотрим явление поляризации диэлектрика на основе протекания переменного тока через конденсатор. Как известно, для вакуумного конденсатора емкостью C_0 комплексная амплитуда зарядного тока $I_C = j\omega C_0 \dot{U}_0$, где \dot{U}_0 — комплексная амплитуда приложенного напряжения. При этом ток опережает по фазе напряжение на 90° . При замене вакуума в конденсаторе идеальным диэлектриком с относительной диэлектрической проницаемостью ϵ' емкость конденсатора возрастает в ϵ' раз. Данное явление обусловлено действием дипольных цепочек молекул, которые образуются под влиянием приложенного поля и связывают противоположные по знаку заряды на металлических обкладках конденсатора. При этом вектор электрической индукции \vec{D} (Кл/м) связан с вектором напряженности электрического поля \vec{E} (В/м) зависимостью $\vec{D} = \epsilon_0 \epsilon' \vec{E}$, где $\epsilon_0 \epsilon'$ — абсолютная диэлектрическая проницаемость диэлектрика.

Для диэлектрика с конечной проводимостью σ , помимо зарядного тока I_C , необходимо учитывать еще ток потерь, обусловленный конечной проводимостью диэлектрика σ . В связи с этим вводится комплексная относительная диэлектрическая проницаемость

$$\dot{\epsilon} = \epsilon' - j\epsilon'', \quad (1.1)$$

так что полный ток

$$\dot{I} = j\omega (C_0 \dot{\epsilon}) \dot{U}_0 = (j\omega C_0 \epsilon' + \omega C_0 \epsilon'') \dot{U}_0. \quad (1.2)$$

Для плоскопараллельного конденсатора с площадью пластин S и расстоянием между ними d емкость вакуумного конденсатора (без учета краевых эффектов) $C_0 = \epsilon_0 S/d$, где $\epsilon_0 = (1/36) \pi \cdot 10^{-9}$ Ф/м. Плотность тока через такой конденсатор $J = I/S$, а так как напряженность поля $\vec{E} = \dot{U}_0/d$, то из уравнения (1.2) следует

$$J = (j\omega \epsilon' \epsilon_0 + \omega \epsilon'' \epsilon_0) \dot{E} = \dot{\epsilon} \epsilon_0 \frac{dE}{dt}.$$

Проводимость диэлектрика (в См/м) связана с мнимой частью соотношением

$$\sigma = \omega \epsilon'' \epsilon_0. \quad (1.3)$$

Диэлектрические потери характеризуются часто тангенсом угла, определяемым отношением составляющих плотности J полного тока

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{\omega \epsilon'' \epsilon_0}{\omega \epsilon' \epsilon_0} = \frac{\epsilon''}{\epsilon'} = \frac{\sigma}{\omega \epsilon' \epsilon_0}. \quad (1.4)$$

Большое значение для рассматриваемых в настоящей книге вопросов имеет дисперсия диэлектрической проницаемости, т. е. ее зависимость от частоты переменного электрического поля. В общем виде линейная зависимость между индукцией электрического поля $\mathbf{D}(t)$ и значениями напряженности поля $\mathbf{E}(t)$ во все предыдущие моменты времени имеет вид [12]

$$\dot{\mathbf{D}}(t) = \dot{\mathbf{E}}(t) + \int_0^{\infty} \vec{f}(\tau) \dot{\mathbf{E}}(t - \tau) d\tau,$$

где $f(\tau)$ — функция, зависящая от свойств среды.

Так как переменное поле может быть путем разложения в ряд Фурье сведено к совокупности монохроматических компонент, определяемых множителем $e^{j\omega t}$, функция

$$\epsilon(\omega) = \frac{\dot{\mathbf{D}}(\omega)}{\dot{\mathbf{E}}(\omega)} = 1 + \int_0^{\infty} \vec{f}(\tau) e^{-j\omega\tau} d\tau.$$

Разделив в этом соотношении действительную и мнимую части, получим

$$\epsilon'(-\omega) = \epsilon'(\omega); \quad \epsilon''(-\omega) = -\epsilon''(\omega), \quad (1.5)$$

т. е. $\epsilon'(\omega)$ является четной, а $\epsilon''(\omega)$ — нечетной функциями частоты, причем связь действительной и мнимой составляющих определяется формулами Крамерса — Кронига [12].

Как известно, подобно зависимости между электрической индукцией и напряженностью электрического поля записывается зависимость между магнитной индукцией \mathbf{B} (Тл или Вб/м) и напряженностью магнитного поля \mathbf{H} (А/м), т. е. $\mathbf{B} = \mu_0 \dot{\mu} \mathbf{H}$, где $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м, а комплексная относительная магнитная проницаемость $\dot{\mu} = \mu' - j\mu''$, причем μ' учитывает запас магнитной энергии материала, возвращаемый при размагничивании, а μ'' определяет величину магнитных потерь на вихревые токи, гистерезис, магнитную вязкость вещества.

Абсолютные диэлектрическая и магнитная проницаемости связаны соотношением

$$c = 1/\sqrt{\epsilon_0 \mu_0} = 2,998 \cdot 10^8 \text{ м/с}, \quad (1.6)$$

где c — скорость света в вакууме.

Для большинства горных пород $\mu' \approx 1$ и не зависит от частоты поля. Исключением являются лишь породы, содержащие ферромагнитные минералы.

Электромагнитные волны в поглощающих средах

Уравнения Максвелла в дифференциальной форме для гармонических полей в изотропных линейных поглощающих средах (понятие "линейный" означает, что комплексные диэлектрическая и магнитная проницаемости не зависят от напряженности поля) имеют решение в виде плоской волны, характеризующейся взаимно перпендикулярными векторами

$$\dot{\mathbf{e}}(x, t) = \dot{\mathbf{E}}_0 e^{(j\omega t - \dot{\gamma}x)} \quad \text{и} \quad \dot{\mathbf{h}}(x, t) = \mathbf{H}_0 e^{(j\omega t - \dot{\gamma}x)},$$

распространяющейся в положительном направлении оси x .

Здесь ω – круговая частота;

$$\dot{E}(x) = \dot{E}_0 e^{-\dot{\gamma}x}, \dot{H}(x) = \dot{H}_0 e^{-\dot{\gamma}x} - \quad (1.7)$$

комплексные амплитуды, причем \dot{E}_0, \dot{H}_0 – комплексные амплитуды при $x = 0$; $\dot{\gamma}$ – постоянная распространения волны, равная

$$\dot{\gamma} = j\omega\sqrt{\epsilon_0\epsilon\mu_0\dot{\mu}} = j\frac{\omega}{c}\sqrt{\dot{\epsilon}\dot{\mu}} = \alpha + j\beta, \quad (1.8)$$

где коэффициент затухания при $\dot{\mu} = 1$

$$\alpha = \frac{\omega}{c} \operatorname{Im} \sqrt{\dot{\epsilon}}, \quad (1.9)$$

а фазовая постоянная

$$\beta = \frac{\omega}{c} \operatorname{Re} \sqrt{\dot{\epsilon}} = \frac{\omega}{v_\phi} = \frac{2\pi}{\lambda_c}. \quad (1.10)$$

Фазовая скорость распространения волны в данной среде (при $\dot{\mu} = 1$)

$$v_\phi = \frac{c}{\operatorname{Re} \sqrt{\dot{\epsilon}}} = \frac{c}{\operatorname{Re} \sqrt{\dot{\epsilon}}}; \quad (1.11)$$

длина волны в среде

$$\lambda_c = \frac{\lambda}{\operatorname{Re} \sqrt{\dot{\epsilon}}} \quad (1.12)$$

(λ – длина волны в вакууме), а комплексный показатель преломления

$$\dot{n} = \sqrt{\dot{\epsilon}} = \sqrt{\epsilon' (1 - j \operatorname{tg} \delta)} = \operatorname{Re} \sqrt{\dot{\epsilon}} - j \operatorname{Im} \sqrt{\dot{\epsilon}} = \frac{c}{v_\phi} - j \frac{c}{\omega} \alpha \quad (1.13)$$

(в общем случае $\dot{n} = \sqrt{\dot{\epsilon}\dot{\mu}}$).

Отношение амплитуд колебаний $E_0/E(x) = e^{\alpha x}$ – степень затухания волны на расстоянии x , оценивается в неперах (Нп).

$$L = \ln [E_0/E(x)] = \alpha x,$$

или в децибелах (дБ)

$$L = 20 \lg [E_0/E(x)] = 8,68 \alpha x.$$

Удельное затухание, т. е. затухание на единицу длины (дБ/м),

$$\Gamma = \frac{1}{x} 20 \lg [E_0/E(x)] = 8,68 \alpha, \quad (1.14)$$

откуда согласно уравнению (1.9)

$$\Gamma = \frac{54,6}{\lambda} \operatorname{Im} \sqrt{\dot{\epsilon}}. \quad (1.15)$$

Амплитуда плоской волны при прохождении в поглощающей среде расстояния x равна согласно уравнениям (1.7), (1.8), (1.14)

$$E(x) = E_0 e^{-ax} = E_0 e^{-0,115 \Gamma x} \quad (1.16)$$

(здесь Γ в дБ/м).

Если же учесть потери в слое толщиной h при радиолокации (двойное прохождение слоя), то амплитуда волн на выходе из слоя (без учета потерь на границах)

$$E_c(h) = E_0 e^{-2ah} = E_0 e^{-0,23 \Gamma h}.$$

Соответственно текущее комплексное значение напряженности электрического поля

$$\dot{E}_c(h, t) = \dot{E}_0 e^{-2\gamma h} = E_0 e^{-2ah} e^{[j\omega(t - 2h/v_\Phi) + \varphi]}, \quad (1.17)$$

где $\dot{E}_0 = E_0 e^{j\varphi}$ — комплексная амплитуда волны, падающей на слой, а $2h/v_\Phi$ — запаздывание волны при двойном прохождении слоя толщиной h [см. формулы (1.10) и (1.11)].

Из выражения (1.16) может быть получено простое соотношение, характеризующее глубину слоя, при которой амплитуда поля уменьшается в e раз, $d = 1/a$.

Вещественную и мнимую части постоянной распространения $\dot{\gamma} = \alpha + j\beta$ представляют в следующем виде:

$$\alpha = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\epsilon'}{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \text{tg}^2 \delta} - 1} = \frac{2\pi}{\lambda} \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{-\epsilon' + \sqrt{(\epsilon')^2 + (\epsilon'')^2}}; \quad (1.18)$$

$$\beta = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\epsilon'}{2}} \sqrt{\sqrt{1 + \text{tg}^2 \delta} + 1} = \frac{2\pi}{\lambda} \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\epsilon' + \sqrt{(\epsilon')^2 + (\epsilon'')^2}}. \quad (1.19)$$

Эти выражения можно упростить для двух крайних случаев — диэлектрика ($\text{tg} \delta \ll 1$) и проводника ($\text{tg} \delta \gg 1$). При $\text{tg} \delta \ll 1$ из уравнения (1.8) получим

$$\dot{\gamma} = j \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\epsilon' (1 - j \text{tg} \delta)} \approx j \frac{2\pi}{\lambda_c} (1 - j \frac{\text{tg} \delta}{2}), \quad (1.20)$$

причем

$$\lambda_c = \frac{\lambda}{\sqrt{\epsilon'}}, \quad \alpha = \frac{\pi \text{tg} \delta}{\lambda_c}; \quad \beta = \frac{2\pi}{\lambda_c}; \quad v_\Phi = \frac{c}{\sqrt{\epsilon'}}; \quad (1.21)$$

$$\Gamma = \frac{27,3}{\lambda} \sqrt{\epsilon'} \text{tg} \delta. \quad (1.22)$$

Формулы (1.21) пригодны при $\text{tg} \delta < 0,3$ с погрешностью менее 1%. При $\text{tg} \delta \gg 1$ получим из уравнения (1.8)

$$\dot{\gamma} = j \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\epsilon'(1 - j \operatorname{tg} \delta)} \approx \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\epsilon' \operatorname{tg} \delta}{2}} (1 + j), \quad (1.23)$$

т. е.

$$\alpha = \beta = \frac{2\pi}{\lambda} \sqrt{\frac{\epsilon' \operatorname{tg} \delta}{2}}; \quad v_{\Phi} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon' \operatorname{tg} \delta / 2}};$$

$$\Gamma = \frac{38,6}{\lambda} \sqrt{\epsilon' \operatorname{tg} \delta}. \quad (1.24)$$

Понятие о скорости распространения сигнала в поглощающей среде

Как известно, монохроматическая волна в среде перемещается с так называемой фазовой скоростью v_{Φ} (1.11), являющейся функцией частоты. Различие фазовых скоростей для разных частот определяет дисперсию радиоволн. В среде с дисперсией гармонические составляющие радиоимпульса перемещаются с разными фазовыми скоростями. Поэтому форма огибающей при перемещении радиоимпульса в среде непрерывно изменяется (фазовые искажения). Для промежуток времени, в течение которого форму огибающей можно принять неизменной, вводят понятие скорости перемещения огибающей — групповую скорость v_{Γ} . Связь групповой и фазовой скоростей дается формулой Релея

$$\frac{1}{v_{\Gamma}} = \frac{1}{v_{\Phi}} + (f/c) \frac{dn}{df},$$

где n — коэффициент преломления.

Например, для материкового льда в диапазоне частот 10–100 МГц имеем $dn/df \approx 5 \cdot 10^{-10}$ (1/Гц) и $\epsilon' \approx 3,3$, откуда следует, что v_{Γ} превышает v_{Φ} приблизительно на 2%.

При переходе от непоглощающих или слабопоглощающих сред к средам с большим затуханием радиоволн, зависящим от частоты, наряду с фазовыми искажениями возникают искажения спектра радиоимпульса в виде смещения его максимума в сторону от несущей частоты ω_0 . При этом истинная скорость перемещения импульса отличается от групповой, а его затухание уменьшается по сравнению с затуханием монохроматической волны, имеющей частоту ω_0 . Это особенно заметно для широкополосных радиоимпульсов, содержащих небольшое число периодов колебаний.

Машинное моделирование, например, для такой сильнопоглощающей среды, как морской лед, показало, что в случае видеоимпульсного сигнала, содержащего 1,5 периода колебаний на средней частоте 60 МГц, скорость импульса, измеренная по интервалу между максимумами, отличается от фазовой скорости в данной среде на величину, достигающую 10–15%.

Данное обстоятельство должно быть учтено при решении обратных задач радиолокационного зондирования, когда фиксируемое время запаздывания равно не $2h/v_{\phi}$ (1.17), а $2h/v$, где v — скорость распространения данного сигнала в слое. Поэтому при известной толщине слоя h скорость v определяется не $Re\sqrt{\epsilon}$, а $Re\sqrt{\epsilon_{эф}}$, где $\epsilon_{эф}$ — величина, которую мы будем называть эффективной диэлектрической проницаемостью.

1.2. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД В ВЫСОКОЧАСТОТНОМ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОМ ПОЛЕ

Краткие сведения о поляризации диэлектриков

С молекулярной точки зрения поляризация диэлектриков делится на упругую и релаксационную. Упругая поляризация заключается в смещении упругосвязанных зарядов в электрическом поле. При этом электронная поляризация возникает за счет смещения электронов относительно ядер в атомах и ионах (время установления такой поляризации $10^{-14} - 10^{-15}$ с); атомная поляризация имеет место при смещении атомов различного сорта, образующих молекулу (время установления совпадает с периодом колебаний, соответствующих инфракрасному диапазону); ионная поляризация возникает при упругом смещении положительно и отрицательно заряженных ионов, образующих решетку ионных кристаллов (время установления $10^{-12} - 10^{-13}$ с). Наконец, поляризация упругого смещения полярных молекул возникает в дипольных твердых диэлектриках, полярные молекулы которых сильно связаны друг с другом. Под действием электрического поля они лишь поворачиваются на небольшие углы.

Электронная упругая поляризация наблюдается в твердых, жидких и газообразных веществах. В чистом виде без искажения другими эффектами она наблюдается лишь в одноатомных газах. Из-за крайне малого времени установления она практически не зависит от частоты вплоть до оптического диапазона. Атомная упругая поляризация имеет место в веществе с валентными кристаллами, у которых в узлах кристаллической решетки находятся нейтральные атомы (алмаз, бор, карбид кремния). Относительная диэлектрическая проницаемость ϵ' достигает 15. Ионная поляризация проявляется в твердых телах с ионной решеткой (NaCl, CsCl и др.). Обычно $\epsilon' = 4 \div 15$. Поляризация, как и в предыдущих случаях, — быстрая.

Релаксационная (тепловая) поляризация характерна для диэлектриков, содержащих слабо связанные частицы, способные менять положение равновесия при тепловом движении. Под действием приложенного электрического поля в хаотическом тепловом движении появляется упорядоченность. Время установления релаксационной поляризации, называемое временем релаксации, равно $10^{-2} - 10^{-10}$ с.

Различают ориентационную (дипольную) и ионную тепловые поляризации. Первая возникает в дипольных (полярных) диэлектриках (H_2O , NH_3 , HCl , CH_3Cl и другие полярные жидкости) вследствие преимущественной ориентации слабо связанных дипольных молекул в электрическом

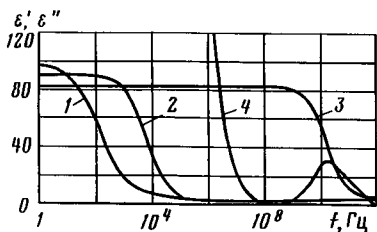


Рис. 1. Частотная зависимость относительной диэлектрической проницаемости воды и льда.

1 — ϵ' , лед, -40°C ; 2 — ϵ' , лед, -1°C ;
3 — ϵ' , вода, 25°C ; 4 — ϵ'' , вода 25°C

ком поле. Время релаксации τ полярной жидкости пропорционально ее вязкости. В сложных полярных молекулах может также наблюдаться внутримолекулярное вращение различных частей молекулы друг относительно друга. Что касается ионной тепловой поляризации, то она возникает в ионных кристаллах, содержащих слабо связанные ионы, появление которых обусловлено дефектами кристаллической решетки. Наконец, в некоторых твердых диэлектриках наблюдается так называемая объемная поляризация, связанная с захватом носителей тока микродефектами кристаллической решетки или с застреванием свободных зарядов на макронеоднородностях кристалла.

Ориентационная поляризация заметно превосходит упругую. Например, для воды $\epsilon' \approx 80$, а время релаксации $\tau \approx 10^{-11}$ с, так что значение ϵ' не меняется до частот порядка 10^{10} Гц. В твердых веществах это время может быть гораздо больше. Для льда $\tau \approx 10^{-3}$ с, что иллюстрируется рис. 1, где показана зависимость ϵ' от частоты f для воды и льда. При $f > 10^8$ Гц $\epsilon' \approx 3,2$ и практически не зависит от частоты и температуры.

В переменном электрическом поле поляризация диэлектриков происходит так же, как и в постоянном поле, пока частота поля ω ниже, чем собственная частота колебаний упруго связанных частиц ω_0 или частота релаксации $\omega_m = 1/\tau$ слабо связанных частиц. При частотах, близких к ω_0 или ω_m , наблюдаются дисперсия диэлектрической проницаемости и диэлектрические потери. При упругой поляризации для $\omega \approx \omega_0$

$$\dot{\epsilon}(\omega) = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_0 - \epsilon_\infty}{1 - (\omega/\omega_0)^2 + j\gamma(\omega/\omega_0)^2},$$

где ϵ_0 — статическое значение при $\omega \ll \omega_0$, а ϵ_∞ — высокочастотное при $\omega \gg \omega_0$; γ — постоянная, характеризующая рассеяние энергии.

Для релаксационной поляризации ϵ' уменьшается с ростом ω в области $\omega \approx \omega_m = 1/\tau$, так как диполи уже не успевают полностью поворачиваться вслед за полем, а диэлектрические потери становятся максимальными. При этом, согласно П. Дебаю,

$$\dot{\epsilon}(\omega) = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_0 - \epsilon_\infty}{1 + j\omega\tau}, \quad (1.25)$$

так что

$$\epsilon'(\omega) = \epsilon_\infty + \frac{\epsilon_0 - \epsilon_\infty}{1 + (\omega\tau)^2}; \quad \epsilon''(\omega) = \frac{(\epsilon_0 - \epsilon_\infty)\omega\tau}{1 + (\omega\tau)^2}, \quad (1.26)$$

т. е. $\epsilon'(\omega)$ монотонно уменьшается, а $\epsilon''(\omega)$ имеет максимум при $\omega = 1/\tau$.

Электрические характеристики минералов

Электрические характеристики минералов и горных пород обобщены в работе Э.И. Пархоменко [14].

Диэлектрическая проницаемость минералов растет с повышением плотности, так как она определяется как степень поляризуемости частиц, так и их количеством в единице объема. С другой стороны, диэлектрическая проницаемость уменьшается с ростом твердости. Это объясняется тем, что повышение твердости кристаллов связано с увеличением энергии кристаллической решетки, а следовательно, с меньшей поляризуемостью.

Для большинства минералов характерна упругая поляризация (электронная и ионная). Их относительная диэлектрическая проницаемость $\epsilon' = 4\div 12$, а для основных породообразующих минералов — силикатов еще меньше ($\epsilon' = 4\div 7$). Наименьшее значение ϵ' для минералов — 2–3 (нефть), а наибольшее — 90–170 (рутил).

Для минералов типа окислов и гидроокисей наблюдается повышение диэлектрической проницаемости, что, по-видимому, связано с высокой поляризуемостью ионов кислорода. Повышенным значением ϵ' характеризуются окислы, образованные ионами металла, которые дают соединения с серой, соединения марганца, титана (например, рутил).

Следует выделить минералы-проводники (самородные металлы, проводимость которых в значительной степени зависит от химических и механических примесей, $\sigma = 10^{-2} \cdot 10^3$ См/м); минералы-полупроводники (сульфиды, графит и некоторые окислы); минералы-диэлектрики, составляющие обширную группу (кварц, мусковит, сера и др., $\sigma = 10^{-12} \div 10^{-15}$ См/м). Некоторые минералы-полупроводники встречаются как с дырочной, так и с электронной проводимостью (например, пирит).

Минералы, имеющие кристаллическое строение, анизотропны. Сюда относятся: апатит, доломит, кальцит, кварц, рутил и др. (одноосные кристаллы); гипс, сера и др. (двухосные кристаллы). Большинство одноосных кристаллов имеют максимальные значения в направлении, нормальном к оптической оси. Значительная анизотропия наблюдается и для электрической проводимости. Например, для монокристаллов графита в направлении главной плоскости $\sigma = 10^2$ См/м (что соответствует проводимости металла), а в направлении, нормальном к главной плоскости, $\sigma = 0,01 \div 0,2$ См/м.

Так как диэлектрическая проницаемость воды $\epsilon' = 81$ (при комнатной температуре), существенное значение имеет степень гигроскопичности минералов. Например, наличие 0,1 % влаги в апатите и 0,38 % — в доломите повышают их ϵ' на 8 и 13 % соответственно. Так как для нефти $\epsilon' \approx 2,5$, водо- и нефтенасыщенные породы заметно различаются по диэлектрической проницаемости.

Диэлектрическая проницаемость минералов падает с повышением

температуры, что особенно проявляется у воды, так как с ростом теплового движения нарушается ориентация дипольных молекул по направлению поля. Например, при росте температуры от 0°C до $+20^{\circ}\text{C}$ и затем до $+80^{\circ}\text{C}$ значение ϵ' снижается с 88 до 80 и далее до 61.

Электрические характеристики горных пород

Горная порода гораздо сложнее минералов как по составу, так и по структуре. Ее диэлектрическая проницаемость выше диэлектрической проницаемости минералов на два порядка. Кроме того, в горных породах присутствуют жидкая (минеральные водные растворы или нефть) и газообразная фазы.

Наиболее распространенные осадочные породы сложены из таких минералов, как кальцит ($\epsilon' = 7,5 \div 8$), доломит ($\epsilon' = 6,8 \div 10$), кварц ($\epsilon' = 4 \div 5$). Последний определяет особенность кварцсодержащих пород — песчаников и др. Диэлектрическая проницаемость осадочных пород, обладающих большой пористостью, сильно зависит от их влажности. Минералогический состав скелета этих пород оказывает на ϵ' меньшее влияние. Для пород, содержащих заметное количество глинистого материала, диэлектрическая проницаемость существенно зависит от глинистости (глинистый материал состоит из силикатных минералов — каолинита, монтмориллонита и др., величина частиц которых большей частью не превышает 0,005 мм).

Имеется ряд формул для расчета диэлектрической проницаемости механических смесей различных веществ, не взаимодействующих между собой. Например, формула Лихтенекера имеет простой вид

$$\epsilon'_{\text{см}} = \prod_{i=1}^n (\epsilon'_i)^{v_i},$$

где ϵ'_i — диэлектрическая проницаемость, а v_i — объемная часть i -й смеси.

Например, порошкообразный плагиоклаз, имеющий $\epsilon'_{\text{см}} = 3,3$ (типично для сухих порошкообразных материалов), является смесью твердого минерала плагиоклаза ($\epsilon'_1 = 8,1$) с воздухом ($\epsilon'_2 = 1,01$), причем выполняется соотношение $3,3 = 1,01^{0,43} \cdot 8,1^{0,57}$.

Известны также формулы для гетерогенных систем, в которых частицы и поры расположены хаотически [27]. Однако все эти расчетные формулы мало надежны. Поровая влага (являющаяся сложным электролитом, взаимодействующим с твердым скелетом горной породы), примеси, а также анизотропия горной породы приводят к расхождению расчетов с экспериментальными данными.

Отмеченный выше рост диэлектрической проницаемости минералов с повышением их плотности сохраняется и в горных породах. Проведенные В.Д. Кротиковым исследования этой зависимости для осадочных пород [11] дали

$$\rho = (\sqrt{\epsilon'} - 1) / a, \tag{1.27}$$

где $a = 0,45 \div 0,6$.

Какая электропроводность, отметим, что в горных породах и рудах возможна как электронная, так и ионная проводимость. Последняя имеет место в растворах, заполняющих поры горных пород. Электропроводность зависит от многих факторов. Удельная проводимость минералов $\sigma < 10^{-9}$ См/м, за исключением сульфидов, графита, углей. Проводимость резко возрастает с увеличением содержания хорошо проводящих минералов. Большую роль играет величина проводимости воды в порах породы, что сильно зависит от концентрации солей. При росте минерализации воды от 0,1 до 10 г/л проводимость увеличивается от 10^{-2} до 1 См/м. Наряду со свободной водой (вода, перемещающаяся под действием гравитационных сил) существует связанная вода, образующая тонкую пленку на поверхности кристалла (гигроскопическая вода) и удерживаемая между кристаллами силами поверхностного натяжения (капиллярная вода). В связанной воде концентрация ионов больше и удельная проводимость в несколько десятков раз выше, чем у свободной воды. Рост пористости увеличивает количество воды, а следовательно, повышает проводимость. Важнейшую роль играют влажность и водонасыщенность пород. Например, проводимость сухой глины — 10^{-3} См/м, а насыщенной водой — в сотни раз больше.

Низкой проводимостью (10^{-4} — $2 \cdot 10^{-3}$ См/м) обладают изверженные породы. Среди осадочных пород низкие проводимости лишь у известняков (10^{-5} — 10^{-2} См/м) и каменной соли (около 10^{-3} См/м). Рыхлые осадочные породы характеризуются тем меньшей проводимостью, чем крупнее размеры зерен, из которых они состоят. Переход от глин и суглинков к супесям и пескам меняет проводимость от единиц до десятых и сотых долей сименса на метр. Решающим фактором здесь является уменьшение количества хорошо проводящей прочносвязанной воды [26].

Большинство горных пород изотропно в отношении электрической проводимости. Исключением являются слоистые породы (графит, глинистые сланцы). Проводимость растет с увеличением температуры (примерно в 2 раза при росте температуры на 40°C). Так как пресный лед является практически изолятором, замерзание свободной воды приводит к уменьшению проводимости в 10—1000 раз. Однако прочносвязанная вода проводит ток даже при температурах ниже -50°C [26].

Зависимость электрических характеристик горных пород от частоты поля

Этот вопрос имеет решающее значение при оценке возможностей подповерхностной радиолокации для разведочной геофизики. Вместе с тем данные различных авторов о зависимостях $\epsilon'(\omega)$ и $\epsilon''(\omega)$ противоречивы [7].

Остановимся на принципе диэлектрических измерений, в процессе которых определяют ϵ' и ϵ'' (или ϵ' и $\text{tg } \delta$) и электропроводность σ . При $f < 10$ Гц для измерения $\dot{\epsilon} = \epsilon' - j\epsilon''$ находят зарядный или разрядный ток конденсатора, в котором в качестве диэлектрика используется испытуемое вещество. При $1 < f < 10^7$ Гц ϵ' и $\text{tg } \delta$ определяют с помощью

мостовой схемы, в одно из плеч которой включен испытуемый конденсатор, а также с помощью импедансных измерительных систем. В области $10^5 < f < 10^8$ Гц применяют резонансные методы, в которых эталонная катушка и испытуемый конденсатор образуют колебательный контур, питаемый от генератора переменного тока соответствующей частоты. Разновидностью таких методов является метод куметра. В области $10^8 < f < 10^{10}$ коаксиальная линия, волновод или объемный резонатор заполняют соответствующим веществом, после чего определяют характер изменения поля (например, стоячей волны в измерительной линии, нагруженной известным сопротивлением). В области миллиметровых и сантиметровых волн возможно расположение образцов в открытом пространстве и использование формул отражения Френеля.

Как видно, здесь имеется много искажающих факторов (например, процессы на контакте образец — обкладка конденсатора). Для задач радиолокационного подповерхностного зондирования более надежными могут оказаться измерения параметров пород в естественном залегании путем радиоволнового просвечивания, позволяющего определить коэффициент затухания в породах. Следует выделить метод каротажа, когда в скважине возбуждается высокочастотное электромагнитное поле и измеряется амплитуда поля на некотором расстоянии от источника [7]. Наконец, возможно определение электрических сред на основе результатов радиолокационного подповерхностного зондирования (решение обратной задачи зондирования).

В целом характер изменения $\epsilon'(\omega)$, $\epsilon''(\omega)$ подчиняется формулам Дебая (1.26). Однако в процессе поляризации могут участвовать группы дипольных молекул, обладающих различными временами релаксации. Кроме того, в разных диапазонах частот проявляются различные типы поляризации. При низких звуковых частотах имеет место максимальное значение ϵ' , а при оптических — минимальное. На частотах порядка десятков и сотен герц происходит релаксационная поляризация поровой жидкости и, кроме того, упругая поляризация скелета породы. Проявляется также влияние объемной поляризации, связанной с захватом носителей тока микродефектами кристаллической решетки или с застреванием свободных зарядов на микронеоднородностях кристалла в процессе сквозной электропроводности. В результате ϵ' по некоторым данным для морского льда за счет подвижности ионов в ячейках рассола достигает $10^4 - 10^5$ [23]. Такие значения сомнительны применительно к горным породам [7].

На рис. 1 представлены значения ϵ' и ϵ'' для воды при температуре 25°C и ϵ' для льда при -1 и -40°C . Релаксация воды имеет место для частот выше $5 \cdot 10^8$ Гц и ϵ'' достигает максимума при $f \approx 5 \cdot 10^{10}$ Гц. Значения ϵ'' увеличиваются при низких частотах, если вода содержит примеси. Максимум ϵ'' для льда лежит в другой части спектра при $f \approx 5 \cdot 10^3$ Гц.

Ориентировочные значения электрических характеристик некоторых почв и пород при частоте поля 100 МГц даны в табл. 1 [32]. Измерены σ и ϵ' , а $\nu_{\text{ф}}$ и Γ вычислены по формулам (1.11) и (1.15).

Таблица 1

Материал	σ , См/м	Γ , дБ/м	ϵ'	v_{ϕ} , м/мкс
Воздух	0	0	1	300
Пресная вода	10^{-3}	0,18	81	33
Морская вода	4	330	81	33
Песчаная почва сухая	$1,5 \cdot 10^{-4}$	0,14	3	170
Песчаная почва влажная	$7 \cdot 10^{-3}$	2,3	25	60
Глинистая почва сухая	$2,5 \cdot 10^{-4}$	0,28	3	170
Глинистая почва влажная	$5 \cdot 10^{-2}$	20	15	78
Гранит сухой	10^{-8}	10^{-5}	5	130
Гранит влажный	10^{-3}	0,6	7	110
Базальт влажный	10^{-2}	5,6	8	110
Глинистый сланец влажный	10^{-1}	45	7	110
Песчаник влажный	$4 \cdot 10^{-2}$	24	6	120
Известняк влажный	$2,5 \cdot 10^{-2}$	14	8	110

Как видно из табл. 1, влажность резко увеличивает затухание. Это особенно заметно для глинистых почв. Например, для сухой глины на частоте 435 МГц $\Gamma = 2$ дБ/м, а при содержании в глине 4 % воды затухание увеличивается более чем до 30 дБ/м. Следует отметить, что затухание для самой воды сильно возрастает из-за загрязненности. Так, в одном из озер ФРГ из-за загрязненности воды галогенами удельное затухание на частоте 435 МГц возрастает в 3 раза и составляет 26 дБ/м.

Электрические характеристики грунтов в диапазоне СВЧ изучены недостаточно. Представляет интерес работа [13], где измерения проводились с помощью волновода, замкнутого на конце, куда помещался образец исследуемого грунта. С помощью измерительной линии определяли коэффициент бегущей волны и положение минимума напряженности электрического поля по отношению к поверхности образца. В диапазоне 0,133–37,5 ГГц ($\lambda = 226 \pm 0,8$ см) для сухого песчаного и глинистого грунта $\epsilon' = 3 \div 4$. При увеличении влажности W (в процентах к сухому весу) от 4 до 15 % ϵ' растет линейно от 4 до 14–15 в диапазоне 0,133–1 ГГц. При дальнейшем росте частоты ϵ' снижается, достигая $\epsilon' = 9$ при $W = 15$ % для $f = 37,5$ ГГц. Удельное затухание для влажного песчаного грунта меняется в указанном диапазоне волн для $W = 15$ % на три порядка – от 6 ($f = 0,133$ ГГц) до 5600 дБ/м ($f = 37,5$ ГГц). В случае влажного глинистого грунта изменение Γ составляет два порядка (от 48 до 4500 дБ/м). При одинаковой влажности затухание в глинистом грунте выше, чем в песчаном, особенно в метровом диапазоне волн. Разница составляет 10–40 дБ/м при изменении влажности от 3 до 15 % (рис. 2).

Проведенное нами в 1980 г. прямое радиолокационное зондирование песка влажностью 8 % широкополосными сигналами со средней частотой 70 МГц на глубину до 7,5 м дало эффективное значение относительной диэлектрической проницаемости $\epsilon_{\text{эф}} \approx 3,7$, при этом удельное затухание $\Gamma_{\text{эф}} = 1,8$ дБ/м [16] (см. разд. 4.3).

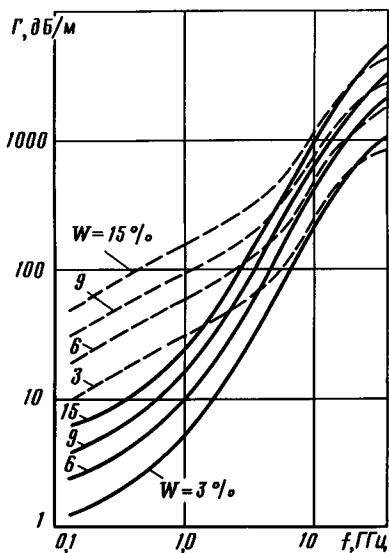


Рис. 2. Частотная зависимость удельного затухания волны для влажного песчаного (сплошная линия) и глинистого (пунктир) грунтов (влажность W по отношению к сухому весу)

Частотная зависимость диэлектрической проницаемости (сплошная линия) и проводимости (пунктир) представлена на рис. 3 [25] для серого и каштанового суглинков при различной влажности и эквивалентной сухой плотности $1,6 \text{ г/см}^3$. Относительная диэлектрическая проницаемость серого суглинка растет с влажностью на низких частотах быстрее, чем каштанового суглинка. Аналогично проводимость серого суглинка растет с влажностью на высоких частотах быстрее, чем каштанового суглинка.

Для оценки свойств мерзлой почвы воспользуемся данными, полученными на частоте 100 МГц на севере Канады (дельта р. Маккензи) [40]. Измерение проводилось путем определения импеданса антенны, погруженной в соответствующую среду. При этом летом оттаявший слой имел $\epsilon' = 26 \div 64$, $\sigma = 0,012 \div 0,12 \text{ См/м}$, а зимой $\epsilon' = 4,2 \div 7$, $\sigma < 3 \cdot 10^{-4} \text{ См/м}$. Толщина слоя сезонного промерзания $h \approx 50 \text{ см}$. Лежащий ниже слой вечной мерзлоты имеет $\epsilon' \approx 3$, $\sigma < 10^{-4} \text{ См/м}$.

В работе [36] изучена частотная зависимость ϵ' и $\text{tg } \delta$ для образцов мерзлых почв. На рис. 4 дана зависимость для образца, содержащего глины и 53 % воды при -10°C (соответствует образцу многолетней мерзлой почвы в районе Туктояктук в Канаде с глубины 10 м). При низких частотах наблюдается сильная зависимость электрических характеристик среды от температуры и давления, которая ослабевает на частотах в несколько МГц. Частотная зависимость связана прежде всего с действием незамерзшей воды (ионная проводимость, различные эффекты релаксации).

Частотная зависимость в диапазоне 10–120 МГц электрических характеристик основных литологических типов пород, слагающих четвертичные отложения севера европейской части СССР и Западной Сибири дана в работе [10]. Образцы для измерения отобраны из кернов буровых скважин глубиной до 12 м. При этом значения ϵ' колебались от 4,1 (песок при температуре $-8,4^\circ \text{C}$) до 16,4 (талый песок). Частотной зависимости ϵ' в указанном диапазоне практически не наблюдалось. Удельное затухание менялось в диапазоне 10–120 МГц от 0,23 (песок при $-8,4^\circ \text{C}$) до величины, превышающей 40 дБ/м (глина с засоленностью 0,325 % на частоте 40 МГц).

Среди достаточно однородных горных пород, обладающих небольшим

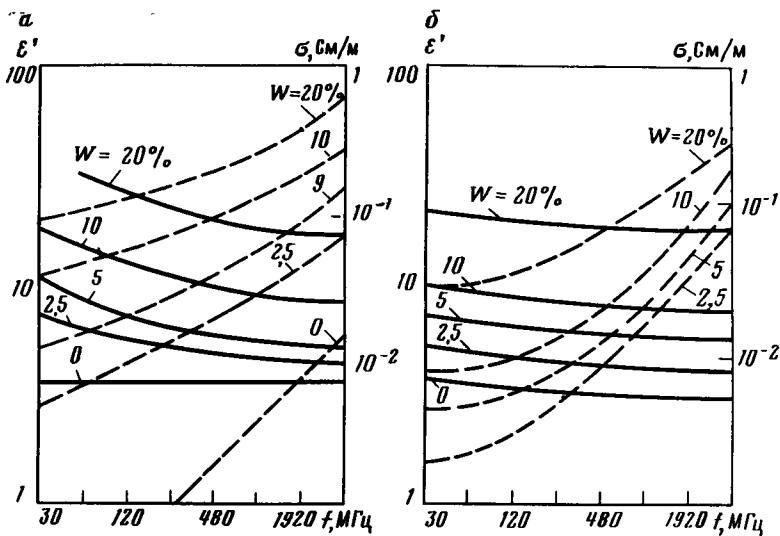


Рис. 3. Частотная зависимость диэлектрических свойств серого (а) и каштанового (б) суглинков при различной влажности

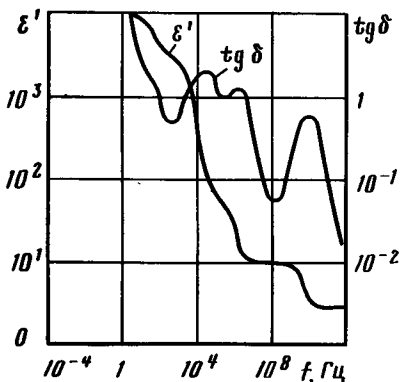


Рис. 4. Частотная зависимость диэлектрических свойств мерзлой глинистой почвы

затуханием радиоволн, следует выделить каменную соль. Например, при радиолокационном зондировании столба каменной соли толщиной 78,5 м на частоте 440 МГц получено $\epsilon' = 6,8$ (для чистой соли $\epsilon' = 5,9$); удельное затухание $\Gamma = 0,015$ дБ/м (для чистой соли 0,004 дБ/м). При наличии силвина или прослоек соли в гле для $f = 10 \div 1000$ МГц $\epsilon' = 4,7 \div 6,4$; $\Gamma = 1,2 \div 3$ дБ/м [33].

Что касается угольных слоев, то для битуминизированных углей при $f = 9,3$ ГГц $\epsilon' \approx 4$, $\sigma = 0,16 \div 0,67$ См/м [30]. В диапазоне 0,5–100 МГц для битуминизированных углей [33] ϵ' снижается от 16,3–41,1 до 4,1–5,9, а удельная проводимость σ растет от $(1,8 \div 3,2) \cdot 10^{-4}$ до $(1,26 \div 5,9) \times 10^{-3}$ С/м. В этом случае удельное затухание для $f = 100$ МГц составляет $\Gamma \geq 1$ дБ/м.

В заключение остановимся на свойствах торфа. Имеются результаты измерения талого торфа в диапазоне 10–120 МГц [2]. При этом получено $\epsilon' = 62$, а $\Gamma = 4,3 \div 9,9$ дБ/м. Начиная с 1978 г. нами проводится радиолокационное зондирование торфяных слоев [18, 16] с помощью широкополосного сигнала на средней частоте 70 МГц. При этом эффективное значение $\epsilon_{эф} \approx 69$, а удельное затухание $\Gamma_{эф} \approx 2,7$ дБ/м (см. разд. 4.2).

Модельные среды на основе электрических свойств горных пород

Анализ электрических свойств горных пород в диапазоне частот $10^6 - 10^{10}$ Гц показывает, что можно выделить четыре группы (модели) сред.

Модель 1 характеризует среды со значительным затуханием Γ , сильно увеличивающимся, и диэлектрической проницаемостью ϵ' , заметно уменьшающейся с частотой. Это соответствует суглинкам и глинам достаточно большой влажности ($W > 5\%$).

Модель 2 определяет среды с заметным, но меньшим, чем для модели 1, значением Γ , у которых ϵ' значительно уменьшается с частотой при $f < 10^8$ Гц и мало меняется при $f > 10^8$ Гц. Это соответствует суглинкам и глинам при $W < 5\%$, морским льдам, пескам и песчаникам с большой влажностью ($W > 15\%$).

Модель 3 характеризует среды, у которых $\Gamma < 1$ дБ/м при $f < 10^8$ Гц и $\Gamma \approx 10 \div 20$ дБ/м при $f = 10^{10}$ Гц, а ϵ' мало меняется при $f < 10^8$ Гц и практически не меняется при $f > 10^8$ Гц. К таким средам относятся сухие и увлажненные пески, известняки, сланцы, влажные угли и граниты, асфальт, бетон, кирпич.

Модель 4 соответствует средам с $\Gamma < 1$ дБ/м при $f \approx 10^{10}$ Гц и практически неизменным ϵ' . Это пресный лед, мрамор, сухие угли и гранит, кальцит, доломит, гипс, каменная соль, снег (для снега ϵ' меньше, чем для других сред этой группы).

В перечисленные группы сред не входят морская и пресная вода и

Таблица 2

f, Гц	Модель 1		Модель 2		Модель 3		Модель 4		Пресная вода		Морская вода	
	Γ , дБ/м	ϵ'	Γ , дБ/м	ϵ'	Γ , дБ/м	ϵ'	Γ , дБ/м	ϵ'	Γ , дБ/м	ϵ'	Γ , дБ/м	ϵ'
10^6	1	20,0	0,5	15,0	0,02	8,0	0,01	5,0	1,5	84,0	36,4	80,0
$3 \cdot 10^6$	2	18,0	1,0	10,0	0,05	7,0	0,015	4,5	1,7	84,0	—	80,0
10^7	4	15,0	2,0	8,0	0,10	6,0	0,02	4,0	2,0	84,0	114,5	80,0
$3 \cdot 10^7$	10	14,0	5,0	7,0	0,40	5,0	0,10	4,0	2,0	84,0	196,3	80,0
10^8	16	13,0	8,0	6,0	1,00	4,5	0,20	3,5	2,0	84,0	346,3	80,0
$3 \cdot 10^8$	30	12,0	10,0	5,0	2,00	4,5	0,50	3,5	4,0	84,0	537,6	78,0
10^9	70	10,0	15,0	4,0	5,00	4,5	0,60	3,5	30,4	82,0	752,6	76,0
$3 \cdot 10^9$	160	7,0	30,0	3,5	10,00	4,5	0,80	3,5	304,7	80,0	10^3	72,0
10^{10}	800	5,0	150,0	3,5	20,00	4,0	1,00	3,5	3704,0	70,0	$0,44 \cdot 10^4$	62,0

торф, которые характеризуются большими значениями ϵ' ($\epsilon' \approx 80$ у воды и $\epsilon' \approx 60$ у торфа), практически не меняющимися в диапазоне $10^6 - 10^9$ Гц. Для пресной воды Γ при увеличении f от $10^6 - 10^8$ до 10^{10} Гц резко возрастает от 2 до 3700 дБ/м. Для морской воды Γ увеличивается от 40 до $4 \cdot 10^3$ дБ/м при изменении f от 10^6 до 10^{10} Гц.

В табл. 2 приведена частотная зависимость электрических характеристик для выделенных моделей сред, а также для воды при температуре 0°C [23].

1.3. ОТРАЖЕНИЕ ПЛОСКОЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ВОЛНЫ ОТ СЛОИСТОЙ СРЕДЫ

Преломление и отражение на границе двух сред

Падение плоской электромагнитной волны на плоскую границу двух полубесконечных изотропных сред 1 и 2 иллюстрируется рис. 5 для горизонтальной (перпендикулярной) поляризации, когда вектор электрического поля E_0 перпендикулярен к плоскости падения, и для вертикальной (параллельной) поляризации, когда вектор электрического поля E_0 лежит в плоскости падения.

Коэффициент отражения Френеля для горизонтально поляризованной волны (в системе координат x, y, z , показанной на рис. 5, $\dot{E}_1 = \dot{E}_{1y}$, $\dot{E}_2 = \dot{E}_{2y}$, $\dot{E}_0 = \dot{E}_{0y}$).

$$\dot{R}_{(1-2)\Gamma} = \frac{\dot{E}_1}{\dot{E}_0} = \frac{\dot{W}_2 \cos \Theta_1 - \dot{W}_1 \cos \Theta_2}{\dot{W}_2 \cos \Theta_1 + \dot{W}_1 \cos \Theta_2}, \quad (1.28)$$

коэффициент прохождения

$$\dot{T}_{(1-2)\Gamma} = \frac{\dot{E}_2}{\dot{E}_0} = \frac{2\dot{W} \cos \Theta_1}{\dot{W}_2 \cos \Theta_1 + \dot{W}_1 \cos \Theta_2}, \quad (1.29)$$

а комплексное волновое сопротивление (характеристический импеданс) среды

$$\dot{W} = \frac{\dot{E}}{\dot{H}} = \sqrt{\frac{\mu_0 \dot{\mu}}{\epsilon_0 \dot{\epsilon}}} = 120\pi \sqrt{\frac{\dot{\mu}}{\dot{\epsilon}}}, \quad (1.30)$$

причем в немагнитной среде

$$\dot{W} = \frac{120\pi}{\sqrt{\dot{\epsilon}}} = \frac{120\pi}{\dot{n}}. \quad (1.31)$$

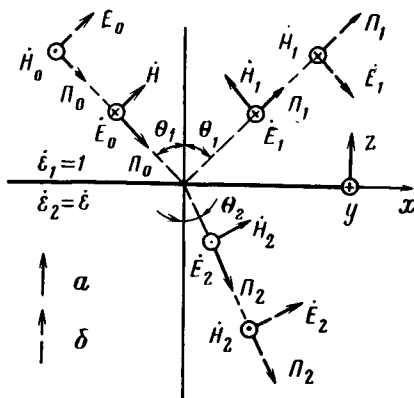


Рис. 5. Падение плоской волны на границу сред при горизонтальной (а) и вертикальной (б) поляризациях

Что касается углов падения Θ_1 и преломления Θ_2 , то следует иметь в виду, что, согласно закону Снеллиуса, для поглощающих сред

$$\sin \Theta_2 = \frac{\dot{\gamma}_1}{\dot{\gamma}_2} \sin \Theta_1 = \sqrt{\frac{\dot{\epsilon}_1 \dot{\mu}_1}{\dot{\epsilon}_2 \dot{\mu}_2}} \sin \Theta_1 \quad (1.32)$$

носит комплексный характер; в случае, когда ϵ_1, μ_1 — вещественные, истинное значения угла преломления

$$\Theta_2 = \text{arctg} [\text{Re}(\text{ctg} \Theta_2)] . \quad (1.33)$$

Для вертикально поляризованной волны в системе координат x, y, z на рис. 5

$$\dot{R}_{(1-2) \text{ в}} = \frac{\dot{E}_{1x}}{\dot{E}_{0x}} = \frac{\dot{W}_2 \cos \Theta_2 - \dot{W}_1 \cos \Theta_1}{\dot{W}_2 \cos \Theta_2 + \dot{W}_1 \cos \Theta_1} ; \quad (1.34)$$

$$\dot{T}_{(1-2) \text{ в}} = \frac{\dot{E}_{2x}}{\dot{E}_{0x}} = \frac{2\dot{W}_2 \cos \Theta_2}{\dot{W}_2 \cos \Theta_2 + \dot{W}_1 \cos \Theta_1} ; \quad (1.35)$$

Заметим, что иногда коэффициент отражения для вертикальной поляризации определяют по отношению соответствующих магнитных векторов (согласно рис. 5 $\dot{H}_1 = \dot{H}_{1y}, \dot{H}_2 = \dot{H}_{2y}$). При этом знак меняется, т. е. $\dot{R}_{(1-2) \text{ в}} = \dot{H}_1/\dot{H}_0 = -\dot{E}_{1x}/\dot{E}_{0x}$.

Для вертикального падения ($\Theta_1 = \Theta_2 = 0$) и немагнитных сред выражения (1.28), (1.29) и (1.34), (1.35) записываются в виде

$$\dot{R}_{1-2} = \frac{\sqrt{\dot{\epsilon}_1} - \sqrt{\dot{\epsilon}_2}}{\sqrt{\dot{\epsilon}_1} + \sqrt{\dot{\epsilon}_2}} ; \quad (1.36)$$

$$\dot{T}_{1-2} = \frac{2\sqrt{\dot{\epsilon}_1}}{\sqrt{\dot{\epsilon}_1} + \sqrt{\dot{\epsilon}_2}} , \quad (1.37)$$

причем всегда

$$\dot{T}_{1-2} = 1 + \dot{R}_{1-2} \quad (1.38)$$

Коэффициенты отражения и прохождения (по мощности) определяются как отношение соответствующих модулей вектора Пойнтинга

$$\Pi = \frac{1}{2} \text{Re} (\dot{E} \cdot \dot{H}^*) = \frac{1}{240\pi} E^2 \text{Re} \sqrt{\frac{\dot{\epsilon}}{\dot{\mu}}} \quad (1.39)$$

(* — комплексно-сопряженное значение), откуда коэффициент отражения (по мощности), или отражательная способность,

$$R_p = \Pi_1/\Pi_0 = E_1^2/E_0^2 = R_{1-2}^2, \quad (1.40)$$

а коэффициент прохождения (по мощности), или прозрачность, при $\mu = 1$

$$T_p = \frac{\Pi_2}{\Pi_0} = \frac{\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon_2} E_2^2}{\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon_1} E_0^2} = \frac{\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon_2}}{\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon_1}} T_{1-2}^2. \quad (1.41)$$

В заключение остановимся на понятии нормального импеданса, позволяющего получить универсальные соотношения для отражения на границе сред [3]. Для горизонтальной и вертикальной поляризации получим соответственно в средах 1, 2 отношение тангенциальных составляющих электрического и магнитного полей

$$\begin{aligned} \dot{Z}_{1,2}^{\Gamma} &= \dot{E}_{1,2} / \dot{H}_{(1,2)x} = \dot{W}_{1,2} / \cos \Theta_{1,2}; \quad \dot{Z}_{1,2}^{\text{B}} = \\ &= \dot{E}_{(1,2)x} / \dot{H}_{1,2} = \dot{W}_{1,2} \cos \Theta_{1,2} \end{aligned} \quad (1.42)$$

(на рис. 5 для горизонтально поляризованной волны $\dot{E}_{1,2} = \dot{E}_{(1,2)y}$, а для вертикально поляризованной волны $\dot{H}_{1,2} = \dot{H}_{(1,2)y}$).

Соответственно для выражений (1.28), (1.29) и (1.34), (1.35) имеем универсальные формулы

$$\dot{R}_{1-2} = (\dot{Z}_2 - \dot{Z}_1) / (\dot{Z}_2 + \dot{Z}_1); \quad (1.43)$$

$$\dot{T}_{1-2} = 2\dot{Z}_2 / (\dot{Z}_1 + \dot{Z}_2), \quad (1.44)$$

где $\dot{R}_{1-2} = \dot{R}_{1-2}^{\text{B}}$; $\dot{Z}_{1,2} = \dot{Z}_{1,2}^{\text{B}}$, причем для вертикального падения $\dot{Z}_{1,2}^{\Gamma} = \dot{Z}_{1,2}^{\text{B}} = W_{1,2}$.

Отражение от однородного слоя

Рассмотрим слой толщиной h с плоскими границами раздела, имеющий относительную диэлектрическую проницаемость ϵ_2 и расположенный между полубесконечными средами с диэлектрическими проницаемостями $\epsilon_1 = 1, \epsilon_3$ (рис. 6). Примем амплитуду нормально падающей плоской волны за единицу. Тогда комплексная амплитуда волны, отраженной от верхней границы, равна \dot{R}_{1-2} [см. формулу (1.36)]. Волна, проникшая в слой, имеет амплитуду \dot{T}_{1-2} [см. формулу (1.37)]. С учетом отражения от нижней границы, двукратного прохождения слоя и прохождения через верхнюю границу в обратном направлении комплексная амплитуда отраженной волны равна $\dot{T}_{1-2} \dot{R}_{2-3} \dot{T}_{2-1} e^{-2\gamma_2 h}$, где γ_2 — постоянная распространения волны в слое. Как видно из рис. 6, при прохождении верхней границы

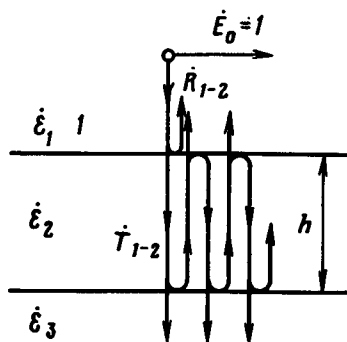


Рис. 6. Отражение плоской электромагнитной волны от однородного слоя

слоя снизу вверх волна отражается и вторично проходит слой, т. е. возникают многократные отражения. Для волны, которая проникла в слой, имела два отражения от нижней границы и одно от верхней, прошла два раза по слою в обе стороны и снова вышла из него, комплексная амплитуда равна $\dot{T}_{1-2} \dot{R}_{2-3}^2 \dot{R}_{2-1} \dot{T}_{2-1} e^{-4\dot{\gamma}_2 h}$. Следующие отражения определяются аналогично. Суммируя волну, отраженную от верхней границы слоя (\dot{R}_{1-2}), со всеми парциальными волнами, вышедшими из слоя, получим результирующий коэффициент отражения от слоя

$$\begin{aligned} \dot{R} &= \dot{R}_{1-2} + \dot{T}_{1-2} \dot{T}_{2-1} \sum_{m=1}^{\infty} \dot{R}_{2-3}^m \dot{R}_{2-1}^{m-1} e^{-2\dot{\gamma}_2 m h} = \\ &= \dot{R}_{1-2} + \dot{T}_{1-2} \dot{T}_{2-1} \frac{\dot{R}_{2-3} e^{-2\dot{\gamma}_2 h}}{1 - \dot{R}_{2-3} \dot{R}_{2-1} e^{-2\dot{\gamma}_2 h}}. \end{aligned} \quad (1.45)$$

Учитывая, что $\dot{R}_{2-1} = -\dot{R}_{1-2}$; $\dot{T}_{2-1} = 1 + \dot{R}_{2-1} = 1 - \dot{R}_{1-2}$; $\dot{T}_{1-2} = 1 + \dot{R}_{1-2}$, имеем окончательно

$$\dot{R} = \frac{\dot{R}_{1-2} + \dot{R}_{2-3} e^{-2\dot{\gamma}_2 h}}{1 + \dot{R}_{1-2} \dot{R}_{2-3} e^{-2\dot{\gamma}_2 h}}. \quad (1.46)$$

Для представления коэффициента отражения слоя в виде формулы (1.43) следует воспользоваться импедансом на границе сред 2-1, называемым входным импедансом слоя [3], так что

$$\dot{R} = \frac{(\dot{Z}_{вх} - \dot{Z}_1)}{(\dot{Z}_{вх} + \dot{Z}_1)}, \quad (1.47)$$

где

$$\dot{Z}_{вх} = \frac{(\dot{Z}_3 + \dot{Z}_2) + (\dot{Z}_3 - \dot{Z}_2) e^{-2\dot{\gamma}_2 h}}{(\dot{Z}_3 + \dot{Z}_2) - (\dot{Z}_3 - \dot{Z}_2) e^{-2\dot{\gamma}_2 h}} \dot{Z}_2, \quad (1.48)$$

причем $-\dot{\gamma}_2 h = (2\pi h/\lambda) \sqrt{\epsilon_2 \mu_2}$.

В заключение оценим задержку и затухание отраженного сигнала в слое. Заметим, что в большинстве случаев многократными отражениями можно пренебречь, что связано со значительным затуханием радиоволн в слое или малыми значениями коэффициента отражения на границе слоя. При этом, как видно из формулы (1.45), комплексные амплитуды сигналов, отраженных от верхней (в) и нижней (н) границ слоя (при $\dot{E}_0 = 1$), равны согласно формулам (1.8), (1.9), (1.10), (1.38)

$$\begin{aligned} \dot{E}_в &\approx \dot{R}_{1-2}; \quad \dot{E}_н \approx \dot{T}_{1-2} \dot{T}_{2-1} \dot{R}_{2-3} e^{-2\dot{\gamma}_2 h} = \\ &= (1 - \dot{R}_{1-2}^2) \dot{R}_{2-3} e^{-2ah} e^{-j\omega 2h/v}. \end{aligned} \quad (1.49)$$

Отсюда задержка нижнего сигнала \dot{E}_H относительно верхнего \dot{E}_B при однократном распространении радиоволн в слое

$$\Delta t = 2h / v_\phi, \quad (1.50)$$

где $v_\phi = c / \text{Re} \sqrt{\dot{\epsilon} \dot{\mu}}$ — скорость распространения радиоволн в слое [формула (1.11) для достаточно узкополосных сигналов].

Отношение амплитуд волн (дБ), отраженных от границ слоя (значения R_{1-2}, R_{2-3}, \dots без точек сверху — модули соответствующих величин),

$$q = 20 \lg (E_B / E_H) = 20 \lg R_{1-2} - 20 \lg |1 - \dot{R}_{1-2}^2| - 20 \lg R_{2-3} + 2\Gamma h \quad (1.51)$$

(здесь $2\Gamma h = 8,68 \cdot 2ah = -20 \lg e^{-2ah}$, где Γ — удельное затухание в дБ/м).

В большинстве задач инженерной геологии основную роль в формуле (1.51) играет последнее слагаемое, т. е.

$$q = 2\Gamma h. \quad (1.52)$$

Многослойная модель

Данная модель учитывает слоистую мерзлоту, чередование слоев песка и глины и т. д. Представим ее в виде $n - 1$ однородных слоев с импедансами $\dot{Z}_2, \dot{Z}_3, \dots, \dot{Z}_n$ (комплексные диэлектрические проницаемости равны соответственно $\dot{\epsilon}_2, \dot{\epsilon}_3, \dots, \dot{\epsilon}_n$), расположенных между двумя полубесконечными средами 1 и $n + 1$ (рис. 7).

Для определения коэффициента отражения воспользуемся формулой (1.47), полагая, что $\dot{Z}_{вх}$ — входной импеданс на верхней границе слоя с индексом 2, определяемый всей системой слоев. Для нахождения его необходимо многократно применять формулу (1.48) для слоя, начиная снизу.

Допустим, что имеется лишь слой с индексом n , а среда с индексом $n - 1$, как и с $n + 1$, простирается бесконечно. Тогда входной импеданс на верхней границе слоя с индексом n

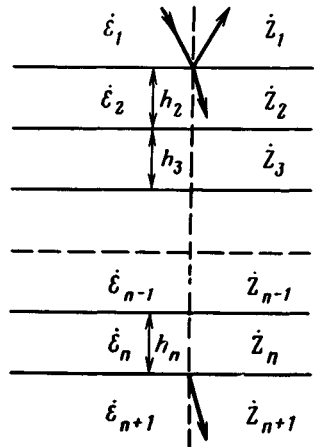


Рис. 7. Многослойная модель

$$\dot{Z}_{вх}^{(n)} = \frac{(\dot{Z}_{n+1} + \dot{Z}_n) +}{(\dot{Z}_{n+1} + \dot{Z}_n) -} \quad (1.53)$$

$$+ \frac{(\dot{Z}_{n+1} - \dot{Z}_n) e^{-2\dot{\gamma}_n h_n}}{-(\dot{Z}_{n+1} - \dot{Z}_n) e^{-2\dot{\gamma}_n h_n}} \dot{Z}_n.$$

Так как при переходе через границу раздела слоев тангенциальные составляющие электрического и магнитного полей не меняются, то сохраняются

и импедансы. Поэтому импеданс на нижней границе слоя с индексом $n - 1$ совпадает с входным импедансом $\dot{Z}_{\text{вх}}^n$ слоя с индексом n . Для вычисления же импеданса на верхней границе слоя с индексом $(n - 1)$ надо воспользоваться формулой (1.53), заменив в ней \dot{Z}_n на \dot{Z}_{n-1} , \dot{Z}_{n+1} на $\dot{Z}_{\text{вх}}^n$ и $\dot{\gamma}_n h_n$ на $\dot{\gamma}_{n-1} h_{n-1}$. В результате получим

$$\dot{Z}_{\text{вх}}^{(n-1)} = \frac{(\dot{Z}_{\text{вх}}^n + \dot{Z}_{n-1}) + (\dot{Z}_{\text{вх}}^n - \dot{Z}_{n-1}) e^{-2\dot{\gamma}_n h_{n-1}}}{(\dot{Z}_{\text{вх}}^n + \dot{Z}_{n-1}) + (\dot{Z}_{\text{вх}}^n - \dot{Z}_{n-1}) e^{-2\dot{\gamma}_n h_{n-1}}} \dot{Z}_{n-1}.$$

Последовательно переходя от слоя к слою, найдем входной импеданс $\dot{Z}_{\text{вх}}^{(3)}$ на верхней границе слоя с индексом 3. Прибавление еще одного слоя (с индексом 2) позволяет вычислить входной импеданс на его верхней границе, т. е. для всей системы слоев, в виде

$$\dot{Z}_{\text{вх}}^{(2)} = \frac{(\dot{Z}_{\text{вх}}^{(3)} + \dot{Z}_2) + (\dot{Z}_{\text{вх}}^{(3)} - \dot{Z}_2) e^{-2\dot{\gamma}_2 h_2}}{(\dot{Z}_{\text{вх}}^{(3)} + \dot{Z}_2) - (\dot{Z}_{\text{вх}}^{(3)} - \dot{Z}_2) e^{-2\dot{\gamma}_2 h_2}} \dot{Z}_2. \quad (1.54)$$

Поэтому окончательно коэффициент отражения системы слоев согласно формуле (1.47) равен

$$\dot{R} = \frac{(\dot{Z}_{\text{вх}}^{(2)} - \dot{Z}_1)}{(\dot{Z}_{\text{вх}}^{(2)} + \dot{Z}_1)}. \quad (1.55)$$

Рассмотрим двухслойную среду, у которой $n = 3$. Толщины 1-го и 2-го слоев — соответственно h_2 и h_3 , а их постоянные распространения $\dot{\gamma}_2$, $\dot{\gamma}_3$. Такая модель хорошо описывает, например, лед, покрытый снегом. Коэффициент отражения такой среды (1.55) вычисляется с помощью формулы (1.54), если в нее подставить значение $\dot{Z}_{\text{вх}}^{(3)}$, вычисляемое по формуле (1.53):

$$\dot{Z}_{\text{вх}}^{(3)} = \frac{(\dot{Z}_4 + \dot{Z}_3) + (\dot{Z}_4 - \dot{Z}_3) e^{-2\dot{\gamma}_3 h_3}}{(\dot{Z}_4 + \dot{Z}_3) - (\dot{Z}_4 - \dot{Z}_3) e^{-2\dot{\gamma}_3 h_3}} \dot{Z}_3. \quad (1.56)$$

В частном случае, когда толщины всех слоев равны нулю ($h_2 = h_3 = 0$), то входной импеданс системы $\dot{Z}_{\text{вх}}^{(2)}$ равен импедансу \dot{Z}_4 , как и должно быть при отсутствии слоев.

С помощью формул (1.43), (1.54) и (1.55) выражение (1.56) приводится к виду

$$\dot{R} = \frac{\dot{R}_{1-2} + \dot{\nu} e^{-2\dot{\gamma}_2 h_2}}{1 + \dot{R}_{1-2} \dot{\nu} e^{-2\dot{\gamma}_2 h_2}}, \quad (1.57)$$

где

$$\dot{\nu} = \frac{\dot{Z}_{\text{вх}}^{(3)} - \dot{Z}_2}{\dot{Z}_{\text{вх}}^{(3)} + \dot{Z}_2} = \frac{\dot{R}_{2-3} + \dot{R}_{3-4} e^{-2\dot{\gamma}_3 h_3}}{1 - \dot{R}_{2-3} \dot{R}_{3-4} e^{-2\dot{\gamma}_3 h_3}}.$$

Частотная характеристика коэффициентов отражения

Частотная зависимость коэффициента отражения от однородного слоя (1.46) носит колебательный характер. Пусть, например, имеется слой, ограниченный сверху воздухом, а снизу идеальным отражателем, т. е. $R_{2-3} = -1$. Так как согласно формуле (1.13) $\sqrt{\epsilon} = c/v_{\phi} - jca/\omega$ (v_{ϕ} — фазовая скорость распространения волны в слое), то коэффициент отражения от верхней границы слоя (1.36) имеет вид

$$\dot{R}_{1-2} = \dot{R} e^{j\psi} = \frac{1 - c/v_{\phi} + jca/\omega}{1 + c/v_{\phi} - jca/\omega}.$$

При этом коэффициент отражения слоя, определяемый по формуле (1.46) с учетом (1.9) и (1.10), будет иметь вид

$$R = \frac{R e^{j\psi} - e^{-2ah} e^{-j\omega 2h/v_{\phi}}}{1 - R e^{-2ah} e^{-j(\omega 2h/v_{\phi} - \psi)}}.$$

а модуль коэффициента отражения — амплитудно-частотная характеристика (АЧХ)

$$R(\omega) = \sqrt{\frac{R^2 + e^{-4ah} - 2R e^{-2ah} \cos(\omega 2h/v_{\phi} + \psi)}{1 + R^2 e^{-4ah} - 2R e^{-2ah} \cos(\omega 2h/v_{\phi} + \psi)}}.$$

При $\alpha = 0$ АЧХ $R(\omega) = 1$, а для достаточно высокой частоты ω имеем $\psi \approx 0$ и $R \approx \sqrt{(1 - c/v)/(1 + c/v)}$. $R(\omega)$ совершает колебания между

$$R_{\max} = \sqrt{\frac{R^2 + e^{-4ah} - 2R e^{-2ah}}{1 + R^2 e^{-4ah} - 2R e^{-2ah}}}$$

и

$$R_{\min} = \sqrt{\frac{R^2 + e^{-4ah} + 2R e^{-2ah}}{1 + R^2 e^{-4ah} + 2R e^{-2ah}}}.$$

Следует еще учесть рост коэффициента затухания α с частотой. При достаточно больших частотах $R_{\max} \approx R_{\min} \approx R$, т. е. пульсации коэффициента отражения сглаживаются.

В качестве другого примера рассмотрим слой электрически менее плотного непоглощающего вещества внутри более плотного непоглощающего (например, пустотный слой внутри горной породы). Обозначим $\dot{R}_{1-2} = R$. Тогда $\dot{R}_{2-3} = -R$. Постоянная распространения в слое равна в данном случае согласно формуле (1.8) $\dot{\gamma}_2 = j\omega\sqrt{\epsilon}/c = j\omega/v_{\phi}$, откуда

$$\dot{R}(f) = R(f) e^{j\psi(f)} = \frac{R - R e^{-j2\pi f \Delta t}}{1 - R^2 e^{-j2\pi f \Delta t}}.$$

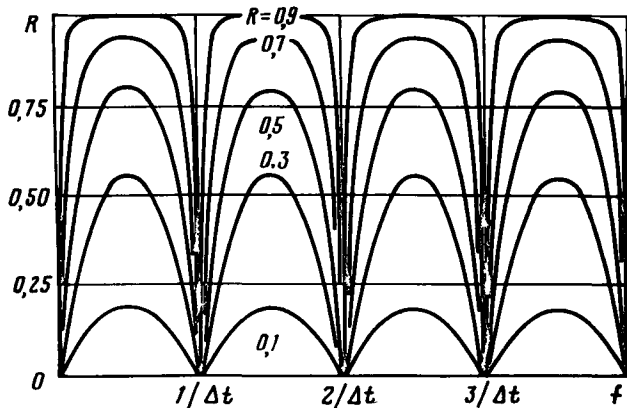


Рис. 8. Амплитудно-частотная зависимость коэффициента отражения слоя внутри электрически более плотного вещества

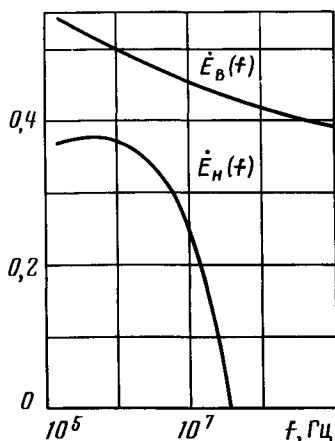


Рис. 9. Частотная зависимость сигналов, отраженных от верхней и нижней границ слоя глины 10%-ной влажности

где $\Delta t = 2h/v_{\phi}$ — время двойного распространения волны в слое.
Модуль коэффициента отражения

$$R(f) = \frac{2R |\sin \pi f \Delta t|}{\sqrt{1 - 2R^2 \cos 2\pi f \Delta t + R^4}} \quad (1.58)$$

На рис. 8 представлена амплитудно-частотная характеристика коэффициента отражения с периодом $1/\Delta t$. Максимумы равны $2R/(1 + R^2)$, т. е. несколько больше R . Таким образом, данный слой можно рассматривать как режекторный гребенчатый фильтр, у которого "зубья" режекции расположены на частотах $k/\Delta t$, где $k = 0, 1, 2, \dots$

В задачах подповерхностной радиолокации, когда разрешаются сигналы, отраженные от границ слоя, большой интерес представляют их частотные свойства, т. е. коэффициенты передачи для верхнего $\dot{E}_B(\omega)$ и нижнего $\dot{E}_H(\omega)$ сигналов, описываемые формулами (1.49).

Как следует из разд. 1.2, диэлектрическая проницаемость растет в области нижних частот, что повышает коэффициент отражения \dot{R}_{1-2} от верхней границы, так что зависимость $\dot{E}_B(\omega)$ напоминает фильтр нижних частот. Что касается частотной зависимости для нижнего сигнала $\dot{E}_H(\omega)$, то в области нижних частот в формуле (1.49) основную роль играет уменьшение множителя $|1 - \dot{R}_{1-2}^2|$, а в области верхних частот — уменьшение множителя $e^{-2\alpha h}$, вызванное ростом затухания в среде при увеличении частоты. Поэтому, например, для морского льда четко проявляется наличие частотного "окна" (полосового фильтра) для нижнего сигнала [23]. В меньшей степени это проявляется для некоторых почв [23]. Сказанное иллюстрируется рис. 9 для слоя глины 10 %-ной влажности.

Угловая зависимость поля плоской волны вблизи границы раздела двух сред

Рассмотрим плоскую волну, направление распространения которой образует с границей раздела произвольный угол ψ ($0^\circ \leq \psi \leq 360^\circ$). Считая поляризацию волны горизонтальной, а среды 1 и 2 — идеальными диэлектриками, у которых $\epsilon_1 = 1$, $\epsilon_2 > 1$, определим угловую зависимость амплитуды поля $E(\psi)$ в точке A , находящейся в среде 1 на достаточно малом расстоянии H от границы. В случае, если волна на границу раздела падает из среды 1 (рис. 10), поле в точке A будет определяться суммой падающей $\dot{E}_{\text{пад}}$ и отраженной $\dot{E}_{\text{отр}}$ от границы волн $E(\psi) = \dot{E}_{\text{пад}}(\psi) + \dot{E}_{\text{отр}}(\psi)$. Поле отраженной волны отличается от поля падающей волны по амплитуде и по фазе из-за влияния отражения от границы и вследствие разности хода Δr лучей AB и AO , так что

$$\dot{E}_{\text{отр}}(\psi) = \dot{E}_{\text{пад}} R_{(1-2)\Gamma}(\psi) e^{-j\varphi_1(\psi)}. \quad (1.59)$$

Коэффициент отражения (1.28) представим с помощью формул (1.30) и (1.32) с учетом того, что $\dot{\epsilon}_1 = 1$, а угол падения $\Theta_1 = \pm(90^\circ - \psi)$.

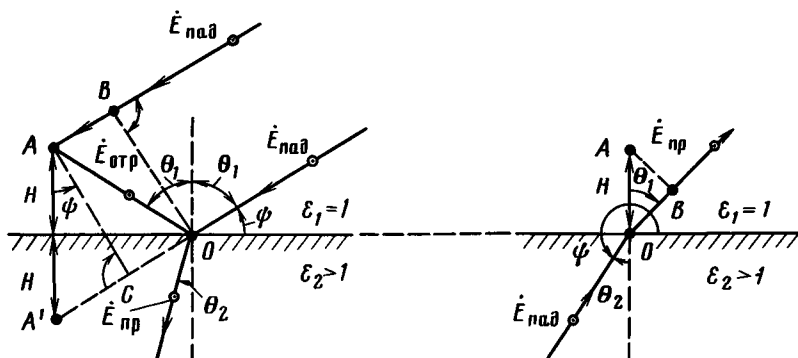


Рис. 10. Определение угловой зависимости поля плоской волны вблизи границы раздела двух сред

Тогда

$$R_{(1-2)r}(\psi) = \frac{\sin \psi - \sqrt{\epsilon_2 - \cos^2 \psi}}{\sin \psi + \sqrt{\epsilon_2 - \cos^2 \psi}}. \quad (1.60)$$

Сдвиг фаз из-за разности хода Δr прямой и отраженной волн $\varphi_1(\psi) = (2\pi/\lambda) \Delta r$. Разность хода Δr проще всего найти, если ввести зеркальное изображение A' точки A . Из $\triangle AA'C$ ($AC \perp A'O$) находим $\Delta r = A'C = 2H \sin \psi$, так что сдвиг фаз

$$\varphi_1(\psi) = \frac{2\pi}{\lambda} \Delta r = \frac{4\pi}{\lambda} H \sin \psi. \quad (1.61)$$

Таким образом, для $0^\circ \leq \psi \leq 180^\circ$ результирующее поле

$$\dot{E}(\psi) = \dot{E}_{\text{пад}} [1 + R_{(1-2)r}(\psi) e^{-j \frac{4\pi}{\lambda} H \sin \psi}], \quad (1.62)$$

а его амплитуда определяется путем перехода к модулю в каждом из сомножителей (1.59). Полагая $\dot{E}_{\text{пад}} = 1$, получим

$$E(\psi) = \sqrt{1 + R_{(1-2)r}(\psi) + 2R_{(1-2)r}(\psi) \cos\left(\frac{4\pi}{\lambda} H \sin \psi\right)}. \quad (1.63)$$

Предположим далее, что волна на границу раздела падает из среды 2. В этом случае ($180^\circ \leq \psi \leq 360^\circ$) поле в точке A определяется прошедшей волной $\dot{E}_{\text{пр}}$, отличающейся по фазе от падающей волны $\dot{E}_{\text{пад}}$ вследствие фазового набега $\varphi_2(\psi)$ на участке OB , как

$$\dot{E}(\psi) = \dot{E}_{\text{пр}}(\psi) e^{-j \varphi_2(\psi)} = \dot{E}_{\text{пад}} T_{(2-1)r}(\psi) e^{-j \varphi_2(\psi)}. \quad (1.64)$$

Коэффициент прохождения $T_{(2-1)r}$, определяемый выражением (1.29) при соответствующей замене индексов, с учетом формул (1.30), (1.32) и того, что угол падения $\Theta_2 = \pm (270^\circ - \psi)$, можно представить в виде

$$T_{(2-1)r} = \frac{2\sqrt{\epsilon_2} \sin \psi}{\sqrt{\epsilon_2} \sin \psi - \sqrt{1 - \epsilon_2 \cos^2 \psi}}, \quad (1.65)$$

а сдвиг фаз

$$\begin{aligned} \varphi_2(\psi) &= \frac{2\pi}{\lambda} OB = \frac{2\pi}{\lambda} H \cos \Theta_1 = \frac{2\pi}{\lambda} H \sqrt{1 - \epsilon_2 \sin^2 \Theta_2} = \\ &= \frac{2\pi}{\lambda} H \sqrt{1 - \epsilon_2 \cos^2 \psi}. \end{aligned} \quad (1.66)$$

С учетом формул (1.65) и (1.66) для $180^\circ \leq \psi \leq 360^\circ$ имеем

$$\dot{E}(\psi) = \frac{2\dot{E}_{\text{пад}} \sqrt{\epsilon_2} \sin \psi}{\sqrt{\epsilon_2} \sin \psi - \sqrt{1 - \epsilon_2 \cos^2 \psi}} e^{-j \frac{2\pi}{\lambda} H \sqrt{1 - \epsilon_2 \cos^2 \psi}}. \quad (1.67)$$

При определении амплитуды поля $E(\psi)$ в этом случае необходимо учитывать явление полного отражения от границы. Поскольку $\epsilon_2 > 1$, то в соответствии с законом Снеллиуса (1.32) угол преломления Θ_1 будет всегда больше угла падения Θ_2 (см. рис. 10), при некотором остром угле Θ_2^* окажется, что $\Theta_1 = 90^\circ$. Условием этого является равенство

$$\sqrt{\epsilon_2} \sin \Theta_2^* = \pm \sqrt{\epsilon_2} \sin (270^\circ - \psi) = \sin \Theta_1 = 1,$$

откуда следует, что область полного отражения для рассматриваемого случая ограничена углами $180^\circ \leq \psi < 270^\circ - \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2})$ и $270^\circ + \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2}) < \psi \leq 360^\circ$. При $\Theta_2 > \Theta_2^* = \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2})$ уже не найдется вещественного угла преломления Θ_1 . При этом $\cos \Theta_1 = \sqrt{1 - \epsilon_2 \cos^2 \psi}$ становится чисто мнимой величиной $\overline{\cos \Theta_1} = -j \sqrt{\epsilon_2 \cos^2 \psi - 1}$, а поле в среде 1 носит характер распространяющейся вдоль границы поверхностной волны, комплексная амплитуда которой

$$\dot{E}(\psi) = \frac{2\dot{E}_{\text{пад}} \sqrt{\epsilon_2} \sin \psi}{\sqrt{\epsilon_2} \sin \psi + j \sqrt{\epsilon_2 \cos^2 \psi - 1}} e^{-\frac{2\pi}{\lambda} H \sqrt{\epsilon_2 \cos^2 \psi - 1}}. \quad (1.68)$$

Полагая, как и ранее, $\dot{E}_{\text{пад}} = 1$ и переходя к модулю в формулах (1.67) и (1.68), получим для $270^\circ - \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2}) \leq \psi \leq 270^\circ + \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2})$

$$E(\psi) = \frac{2\sqrt{\epsilon_2} \sin \psi}{\sqrt{\epsilon_2} \sin \psi - \sqrt{1 - \epsilon_2 \cos^2 \psi}}; \quad (1.69)$$

для $180^\circ \leq \psi < 270^\circ - \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2})$ и $270^\circ + \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2}) < \psi \leq 360^\circ$

$$E(\psi) = \frac{2\sqrt{\epsilon_2} \sin \psi}{\sqrt{\epsilon_2 - 1}} e^{-\frac{2\pi}{\lambda} H \sqrt{\epsilon_2 \cos^2 \psi - 1}} \quad (1.70)$$

Выражения (1.64), (1.69) и (1.70) определяют угловую зависимость амплитуды поля плоской волны вблизи границы раздела двух сред. Характер этой зависимости для $\epsilon_2 = 64$ и различных значений H/λ показан на рис. 11. Из представленных данных видно, что для $\psi = 0^\circ$ и $\psi = 180^\circ$ поле равно нулю для всех значений H/λ . Для $H/\lambda = 0$ угловая зависимость амплитуды поля в верхнем полупространстве $0^\circ < \psi < 180^\circ$ имеет вид единичного "лепестка", максимум которого соответствует $\psi = 90^\circ$ и имеет величину

$$E(90^\circ) = \frac{2}{\sqrt{\epsilon_2 + 1}}. \quad (1.71)$$

Заметим, что с увеличением ϵ_2 амплитуда $E(90^\circ)$ уменьшается. Максимальные значения, равные $E_{\text{max}} = 2$, не зависят от ϵ_2 и имеют

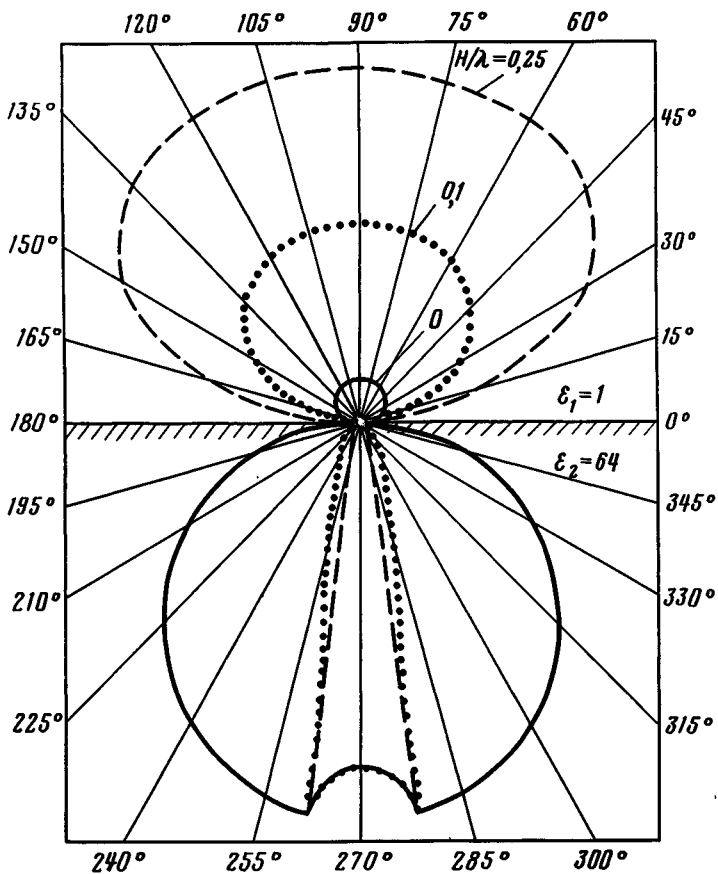


Рис. 11. Угловая зависимость амплитуды поля плоской волны

место в среде 2 при углах $\psi_{m1} = 270^\circ - \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2})$ и $\psi_{m2} = 270^\circ + \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2})$. При $\psi = 270^\circ$ значения амплитуды поля

$$E(270^\circ) = \frac{2\sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_2 + 1}} \quad (1.72)$$

несколько возрастают с увеличением ϵ_2 . Из сопоставления формул (1.72) и (1.71) следует, что $E(270^\circ)/E(90^\circ) = \sqrt{\epsilon_2}$.

Как видно из рис. 11, при увеличении H/λ происходит резкое возрастание амплитуды поля в верхнем полупространстве, характерное для всех направлений. В нижнем полупространстве характер зависимости поля в пределах углового сектора $270^\circ - \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2}) < \psi < 270^\circ + \arcsin(1/\sqrt{\epsilon_2})$ не меняется, в то время как за его пределами амплитуда поля резко убывает.

1.4. РАСПРОСТРАНЕНИЕ СФЕРИЧЕСКОЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ВОЛНЫ В ПОГЛОЩАЮЩЕЙ СРЕДЕ

Поле диполя Герца

Простейшим примером расчета поля сферической волны вокруг антенны по известному распределению тока на ее поверхности является случай настолько короткого вибратора, чтобы ток можно было считать неизменным по всей его длине (диполь Герца). Такая элементарная антенна создает в однородном пространстве под углом Θ к вибратору электромагнитное поле, определяемое поперечной \dot{E}_Θ и продольной \dot{E}_r составляющими электрического поля и поперечной составляющей магнитного поля H_φ (в плоскости, перпендикулярной к вибратору), которые описываются в проводящей среде формулами

$$\dot{E}_\Theta(\omega) = \frac{i(\omega) I}{4\pi j\omega\epsilon\epsilon_0} \cdot \frac{\sin \Theta}{r^3} (1 + \dot{\gamma}r + \dot{\gamma}^2 r^2) e^{-\dot{\gamma}r}; \quad (1.73)$$

$$\dot{E}_r(\omega) = \frac{i(\omega) I}{2\pi j\omega\epsilon\epsilon_0} \cdot \frac{\cos \Theta}{r^3} (1 + \dot{\gamma}r) e^{-\dot{\gamma}r}; \quad (1.74)$$

$$\dot{H}_\varphi(\omega) = \frac{i(\omega) I}{4\pi} \cdot \frac{\sin \Theta}{r^2} (1 + \dot{\gamma}r) e^{-\dot{\gamma}r}. \quad (1.75)$$

Обычно рассматривают лишь синусоидальное изменение тока антенны во времени, когда комплексная амплитуда $i(\omega) = I_0 = \text{const}$, т. е. ток антенны описывается во времени в виде $I_0 e^{j\omega t}$. В общем виде комплексную амплитуду тока в антенне запишем как

$$\dot{i}(\omega) = I_0 \dot{S}_I(\omega), \quad (1.76)$$

где $\dot{S}_I(\omega)$ — нормированная спектральная функция тока.

Длина элементарной антенны l должна быть очень малой по сравнению с длиной волны в данной среде. Выражение $j\omega\epsilon_0\epsilon$ в знаменателе может быть представлено на основании формул (1.1) и (1.3) в виде

$$j\omega\epsilon_0\epsilon = \sigma + j\omega\epsilon_0\epsilon'. \quad (1.77)$$

Кроме того,

$$\dot{\gamma} = j \frac{\omega}{c} \sqrt{\epsilon\mu} = \sqrt{-\omega^2 \epsilon_0 \epsilon' \mu_0 \mu + j \omega \mu_0 \dot{\mu} \sigma}, \quad (1.78)$$

где вещественная часть $\dot{\gamma}$ положительна.

Для постоянного тока, когда $\omega = 0$ и $\dot{\gamma} = 0$, получим при $\dot{i}(\omega) = I_0$

$$E_{\Theta 0} = \frac{I_0 l}{4\pi\sigma} \frac{\sin \Theta}{r^3}; \quad E_{r 0} = \frac{I_0 l}{2\pi\sigma} \frac{\cos \Theta}{r^3}; \quad H_{\varphi 0} = \frac{I_0 l}{4\pi} \frac{\sin \Theta}{r^2}.$$

Как известно, составляющие поля, пропорциональные $1/r$, характеризуют дальнюю зону излучения, а пропорциональные $1/r^2$ и $1/r^3$, — ближнюю зону. В дальней зоне отсутствует радиальная составляющая

\dot{E}_r , а составляющие \dot{E}_Θ и \dot{H}_φ находятся приблизительно в фазе (при $\dot{\epsilon} = 1$ точно). В области, очень близкой к антенне, основную роль играют составляющие \dot{E}_Θ и \dot{E}_r , пропорциональные $1/r^3$. Они сдвинуты по фазе приблизительно на 90° относительно составляющей \dot{H}_φ , пропорциональной $1/r^2$, что характеризует электростатический диполь, у которого, согласно теореме Пойнтинга, средний по времени поток энергии равен нулю. Что касается составляющей \dot{H}_φ и тока в ближней зоне, то они синфазны, т. е. \dot{H}_φ — обычное поле индукции, подчиняющееся закону Ампера.

Для определения в дальнейшем частотных свойств отдельных составляющих излучения, зависящих от свойств среды, произведем, следуя [4], нормировку относительно $E_{\Theta 0}$, $E_{r 0}$, $H_{\varphi 0}$ при $i(\omega) = I_0$. Тогда с учетом формулы (1.77)

$$\dot{K}_\Theta(\omega) = \frac{\dot{E}_\Theta(\omega)}{E_{\Theta 0}} = \frac{1}{1 + j \omega \epsilon_0 \epsilon' / \sigma} (1 + \dot{\gamma}r + \dot{\gamma}^2 r^2) e^{-\dot{\gamma}r}; \quad (1.79)$$

$$\dot{K}_r(\omega) = \frac{\dot{E}_r(\omega)}{E_{r 0}} = \frac{1}{1 + j \omega \epsilon_0 \epsilon' / \sigma} (1 + \dot{\gamma}r) e^{-\dot{\gamma}r}; \quad (1.80)$$

$$\dot{K}_\varphi(\omega) = \frac{\dot{H}_\varphi(\omega)}{H_{\varphi 0}} = (1 + \dot{\gamma}r) e^{-\dot{\gamma}r}. \quad (1.81)$$

Модель нестационарного излучения диполя Герца

Как показано ниже, в подповерхностной радиолокации широко применяются зондирующие радиосигналы с широкой относительной полосой, состоящие в пределе из одного периода колебаний (однопериодные сигналы). Их ширина полосы частот соизмерима с шириной полосы частот широкополосной антенны, которая и используется для формирования таких сигналов при воздействии на нее короткого видеосимпульса или перепада напряжения (см. ниже об ударном возбуждении антенны). При этом происходит нестационарное излучение. Если $i(\omega)$ — спектральная функция возбуждающего импульса, то $\dot{E}_\Theta(\omega)$, $\dot{E}_r(\omega)$, $\dot{H}_\varphi(\omega)$ [формулы (1.73) — (1.75)] — спектральные функции поля на расстоянии r . Для определения временной функции поля вычисляется обратное преобразование Фурье этих функций [см. формулы (1.79), (1.80), (1.81)].

Проанализируем зависимость отдельных составляющих поля от его частоты. Если $\sigma / \omega \epsilon_0 \epsilon' \ll 1$ (ток проводимости много меньше тока смещения), то с помощью приближенного извлечения корня в формуле (1.77) получим

$$\sqrt{\dot{\epsilon}} \approx \sqrt{\epsilon'} \left(1 + \frac{\sigma}{j \omega 2 \epsilon_0 \epsilon'} \right), \quad (1.82)$$

откуда с помощью формулы (1.78) имеем (для $\dot{\mu} = 1$)

$$e^{-\dot{\gamma}r} = e^{-\frac{\sigma}{2c \epsilon_0 \sqrt{\epsilon'}} r} e^{-j \frac{\omega}{c} \sqrt{\epsilon'} r}.$$

Этот общий для всех составляющих поля член характеризует затухание волны в среде на расстоянии r (первый множитель) и запаздывание $r/(c\sqrt{\epsilon'})$. Для составляющей поля дальней зоны, пропорциональной $1/r$, согласно формуле (1.8) $\dot{i}^2/(j\omega\dot{\epsilon}) = j\omega/c^2$, что характеризует идеальное дифференцирующее звено. Для составляющей, пропорциональной $1/r^2$, частотная характеристика определяется множителем $\dot{i}/j\omega\dot{\epsilon} = 1/(c\sqrt{\epsilon'})$, причем $\sqrt{\epsilon'}$ представляется в виде формулы (1.82). Легко видеть, что второй множитель выражения

$$\frac{1}{\sqrt{\dot{\epsilon}}} \approx \frac{1}{\sqrt{\epsilon'}} \cdot \frac{1}{1 + \sigma/j\omega 2\epsilon_0\epsilon'}$$

определяет частотную характеристику RC — цепи $1/(1 + 1/j\omega RC)$, которая вследствие соотношения $\omega 2\epsilon_0\epsilon'/\sigma \gg 1$ (что аналогично $\omega RC \gg 1$) является переходной (разделительной) цепью.

Для составляющей поля, пропорциональной $1/r^3$, частотная характеристика определяется множителем $1/j\omega\dot{\epsilon}$. Здесь $1/j\omega$ соответствует идеальному интегрирующему звену, а $1/\dot{\epsilon}$ определяет, как и в предыдущем случае, переходную RC — цепь $1/(1 + \sigma/j\omega\epsilon_0\epsilon')$.

Сказанное иллюстрируется структурной схемой (рис. 12), позволя-

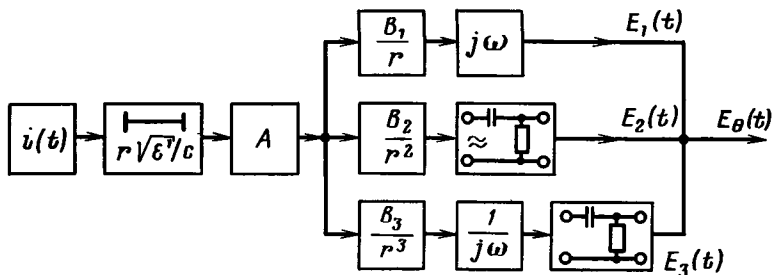


Рис. 12. Цепочная модель излучения диполя Герца

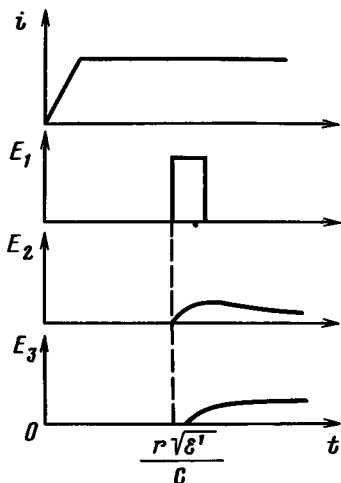


Рис. 13. Временные диаграммы составляющих поля E_{θ} диполя Герца

ющей легко определить временную диаграмму поля $E_{\Theta}(t)$, являющуюся суммой трех составляющих $E_1(t)$, $E_2(t)$, $E_3(t)$, при произвольной форме тока $i(t)$ (рис. 13). Постоянные коэффициенты передачи имеют вид

$$A = \frac{1}{4\pi} e^{-\frac{\sigma}{2c\epsilon_0\sqrt{\epsilon'}} r}; \quad B_1 = \mu_0; \quad B_2 = \frac{1}{c\epsilon_0\sqrt{\epsilon'}}; \quad B_3 = \frac{1}{\epsilon_0\epsilon'}.$$

Аналогичный метод можно применить для анализа частотной характеристики магнитного поля $H_{\varphi}(\omega)$. Здесь для составляющей, пропорциональной $1/r$, определяемой множителем $j\omega\sqrt{\epsilon'}/c$, действует, как и в случае поля $\dot{E}_{\Theta}(\omega)$, дифференцирующее звено $j\omega$ и частотно-независимое звено с небольшим коэффициентом передачи, пропорциональным $\sigma/2\epsilon_0\epsilon'$.

Изменение интенсивности электромагнитного поля диполя Герца с частотой

Для определения частотной зависимости поля при распространении сферической волны в поглощающей среде рассмотрим выражение (1.79). В связи с этим преобразуем выражение (1.78) к виду

$$\dot{\gamma} = \frac{2}{L_x} \sqrt{j d (1 + jd)},$$

где

$$L_x = \frac{2}{\sigma} \sqrt{\frac{\epsilon_0\epsilon'}{\mu_0\mu'}}, \quad \text{а } d = \frac{\omega\epsilon_0\epsilon'}{\sigma} \frac{f}{f_x},$$

причем

$$f_x = \frac{1}{2\pi} \frac{\sigma}{\epsilon_0\epsilon'}.$$

Здесь L_x имеет размерность длины и называется характеристической длиной среды (при этом предполагается $\mu = \mu'$). Величина f_x называется характеристической частотой среды, причем отношение $d = f/f_x$ равно отношению тока смещения к току проводимости в среде. Последующие простые преобразования позволяют представить $\dot{\gamma}$ в виде

$$\dot{\gamma} = \frac{1}{L_x} (a + jb),$$

где $a = \sqrt{2d(\sqrt{1+d^2}-d)}$, $b = \sqrt{2d(\sqrt{1+d^2}+d)}$, так что выражение (1.79) преобразуется к виду

$$K_{\Theta}(d) = \frac{1}{1+jd} [1 + (a+jb)x + 4d(j-d)x^2] e^{-(a+jb)x}. \quad (1.83)$$

где $x = r/L_x$.

С помощью модуля $K_{\Theta}(d)$, приведенного в работе [4], для разных значений x определили низкочастотное и высокочастотное "окна"

(рис. 14). В низкочастотном окне ($d < 1$) среда является проводником, а в высокочастотном ($d > 1$) – поглощающим диэлектриком. На низких частотах при $d \ll 1$ имеем

$$\dot{\gamma} \approx \sqrt{j\omega\mu_0\mu'\sigma} = (1+j)\sqrt{\pi f\mu_0\mu'\sigma},$$

откуда глубина скин-слоя (на которой амплитуда поля плоской волны уменьшается в проводнике в e раз)

$$\delta = \frac{1}{\sqrt{\pi f\mu_0\mu'\sigma}}. \tag{1.84}$$

Анализ функции $K_{\Theta}(r/\delta)$ показывает, что она возрастает от 1 (при $r/\delta = 0$) до 1,45, а затем снижается до 0,707 (-3 дБ) при $r/\delta = 3,85$. Отсюда с помощью формулы (1.84) при $\mu' = 1$ находим верхнюю границу низкочастотного окна

Рис. 14. Нормированное поле $K_{\Theta}(f/f_x)$ при частотно-независимых σ, ϵ'

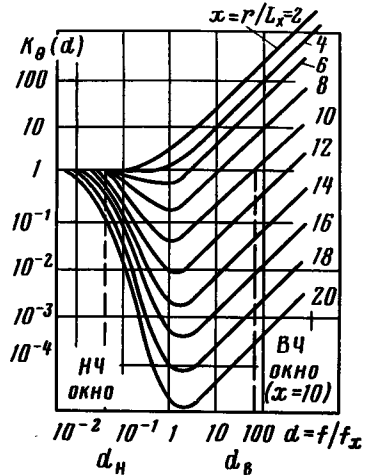
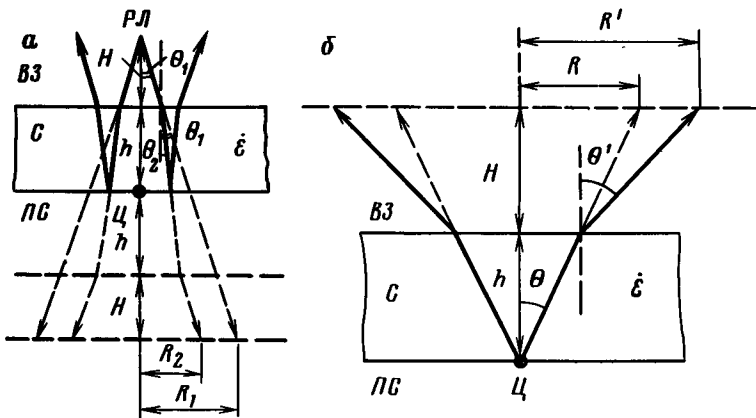


Рис. 15. Фокусирующее действие слоя (а) и степень расфокусировки при расположении излучателя под слоем (б)



$$f_m = 3,76 \cdot 10^6 / \delta^2 \sigma, \quad (1.85)$$

для которой глубина проникновения в данном случае возрастает по сравнению с глубиной скин-слоя для плоской волны в 3,85 раза.

На низких частотах для $f < f_m$ амплитуда поля практически не зависит от проводимости среды, которая изменяет лишь ширину низкочастотного окна. Для радиолокационного зондирования реальных сред в диапазоне частот $10 - 10^3$ МГц используются высокочастотные окна. Для их определения следует иметь в виду, что значения σ и ϵ' являются частотно-зависимыми и при изменении частоты меняются как f_χ , так и L_χ . При этом имеет место ограниченное высокочастотное окно, которое перемещается в более высокочастотную область при уменьшении расстояния r .

Фокусирующее действие слоя

Как при вхождении пучка лучей в слой, так и при выходе из слоя происходит преломление, что приводит к явлению фокусировки. На рис. 15 изображен ход лучей от источника, расположенного на высоте H над слоем толщиной h , характеризующимся диэлектрической проницаемостью ϵ .

При вхождении в слой луча с углом падения Θ_1 угол преломления $\Theta_2 < \Theta_1$, а при выходе из слоя угол преломления на обратном пути вновь делается равным Θ_1 . Для наглядности лучи, показанные на рис. 15 сплошными линиями, продолжены пунктиром в одном направлении как для случая отсутствия слоя (радиус раскрытия R_1), так и для случая наличия его (радиус раскрытия R_2). Таким образом, при отсутствии слоя расхождения лучей определяется углом Θ_1 и расстоянием $2(H+h)$. При наличии слоя происходит сужение лучей в пределах их распространения в слое по пути $2h$.

Как видно из расположения лучей на рис. 15,

$$\frac{R_1}{R_2} = \frac{H/h + 1}{H/h + \text{ctg } \Theta_1 / \text{ctg } \Theta_2}, \quad (1.86)$$

причем для среды с потерями (обозначим $\epsilon_2 = \dot{\epsilon}$, а для воздуха $\epsilon_1 = 1$) Θ_2 является истинным значением угла преломления (1.33), т. е. $\Theta_2 = \arctg [\text{Re}(\text{ctg } \Theta_2)]$.

Отношение $\text{ctg } \Theta_1 / \text{ctg } \Theta_2$ выразим с помощью электрических характеристик среды посредством закона Снеллиуса (1.32). При этом

$$\text{ctg } \Theta_2 = \frac{\sqrt{1 - \sin^2 \Theta_1 / \dot{\epsilon}}}{\sin \Theta_1 / \sqrt{\epsilon}},$$

а $\text{ctg } \Theta_2 = \text{Re}(\text{ctg } \Theta_2)$, так что

$$\frac{\text{ctg } \Theta_1}{\text{ctg } \Theta_2} = \frac{\cos \Theta_1}{\text{Re} \sqrt{\dot{\epsilon} - \sin^2 \Theta_1}},$$

а при малых углах Θ_1 (когда $\sin^2 \Theta_1 \ll 1$)

$$\frac{\operatorname{ctg} \Theta_1}{\operatorname{ctg} \Theta_2} \approx \frac{1}{\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon'}}. \quad (1.87)$$

Так как для слабопоглощающих сред $\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon'} \approx \sqrt{\epsilon'}$, то формула (1.86) приобретает вид

$$\frac{R_1}{R_2} = \frac{H/h + 1}{H/h + 1 \sqrt{\epsilon'}}.$$

Определим плотность потока мощности отраженного сигнала в точке излучения как $\Pi_2 = P_{\text{изл}}/\pi R_2^2$ и $\Pi_1 = P_{\text{изл}}/\pi R_1^2$, где $P_{\text{изл}}$ — мощность излучаемых колебаний. Фокусирующее действие слоя можно оценить посредством фактора фокусировки $G_{\text{ф}}$ как отношение плотностей потока мощности после отражения от слоя.

Тогда

$$G_{\text{ф}} = \Pi_2/\Pi_1 \approx (H+h)^2 / (H+h/\sqrt{\epsilon'})^2. \quad (1.88)$$

Максимум $G_{\text{фmax}} \approx \sqrt{\epsilon'}$ при $H = 0$. При $H/h \gg 1$ фокусирующим действием слоя можно пренебречь.

Заметим, что также увеличивается плотность потока мощности (1.88) при облучении точки Ц, расположенной на нижней границе слоя (см. рис. 15, а). Если же точечный излучатель (например, отражающий объект) расположен в точке Ц, то происходит уменьшение плотности потока мощности при выходе из слоя, т. е. расфокусировка луча. Как видно из рис. 15, б, на основании формулы (1.87) для малых углов

$$G_{\text{расф}} = \frac{\Pi_1}{\Pi} = \frac{P_{\text{изл}}/(\pi R^2)}{P_{\text{изл}}/(\pi R^2)} \approx \frac{(H+h)^2}{(H\sqrt{\epsilon'}+h)^2} \quad (1.89)$$

(данная формула недействительна при $h \rightarrow 0$).

Глава 2

ОСОБЕННОСТИ ПОСТРОЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ РАДИОЛОКАТОРОВ ПОДПОВЕРХНОСТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

2.1. МЕТОДЫ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ПОДПОВЕРХНОСТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Радиоимпульсный метод

На рис. 16 показана обобщенная структурная схема радиолокатора (РЛ), включающего передатчик, вырабатывающий зондирующий сигнал и подключенный к передающей антенне, приемник, к которому подключена приемная антенна. Выход приемника соединен с осциллографическим индикатором и записывающим устройством. Эти устройства управляются от синхронизатора, входящего в состав передатчика.

При радиолокационном зондировании слоя толщиной h на вход приемной антенны попадают три сигнала: прямой (просачивающийся), верхний сигнал, отраженный от верхней границы слоя и нижний сигнал, отраженный от нижней границы слоя, а также сигналы от промежуточных границ между верхней и нижней. Наиболее широко распространен импульсный метод радиолокации, основанный на использовании периодической последовательности зондирующих импульсов, формируемых передатчиком. Отраженные импульсы в пределах периода повторения (диапазон однозначного измерения дальности) запаздывают относительно излучаемых, и это время запаздывания позволяет измерить расстояние до цели. В случае импульсного метода чаще всего используется одна приемопередающая антенна с антенным переключателем, схематически показанным на рис. 16. При формировании импульса передатчика приемник запирается (бланкируется), однако в приемнике все же имеется прямой просачивающийся сигнал, обычно растянутый за счет перегрузки входных каскадов. Поэтому лишь после окончания импульса передатчика становится возможным прием отраженного импульса.

Для РЛ, расположенного на летательном аппарате, находящемся на высоте H , происходит естественная временная развязка прямого и отраженного сигналов, если интервал времени $2H/c$ превышает длительность прямого импульса. Если слой имеет четкие электромагнитные границы (т. е. заметное различие диэлектрических проницаемостей соответствующих сред), то отраженные от его границ сигналы сдвинуты друг относительно друга по времени. При дальнейшей обработке сигналов в приемнике используются либо сами эти сигналы, либо их огибающие, полученные в результате детектирования.

Радиолокационное измерение толщины слоя h основано на определении интервала времени Δt между сигналами, отраженными от его границ (1.50):

$$h = v \Delta t / 2, \tag{2.1}$$

где v — скорость распространения радиосигнала в слое.

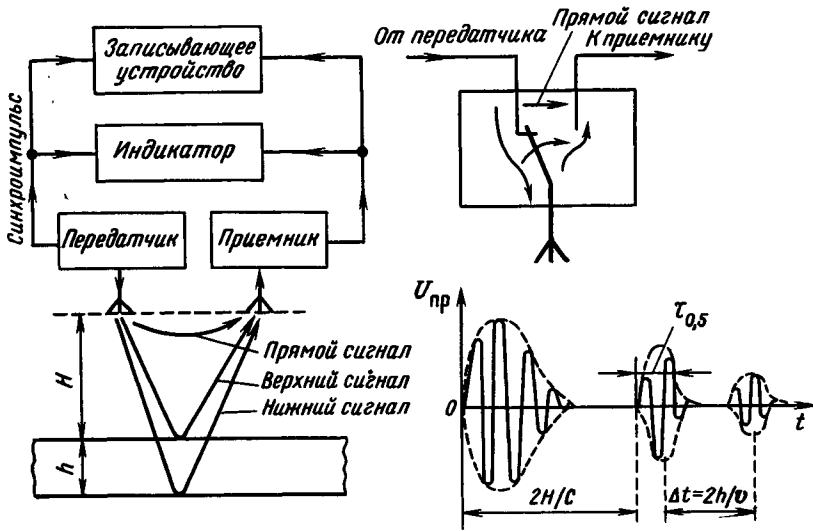


Рис. 16. Структурная схема импульсного радиолокатора, схема действия антенного переключателя и временные диаграммы сигналов на входе приемника

Таким образом, минимально измеряемая толщина слоя определяется минимально измеряемым интервалом Δt_{\min} . Согласно критерию Рэлея, для радиоимпульсов одинаковой амплитуды разрешающая способность по дальности определяется длительностью радиоимпульсов $\tau_{0,5}$ на уровне 0,5 от максимальной амплитуды, т. е. $\Delta t_{\min} = \tau_{0,5}$, откуда

$$h_{\min} = v \tau_{0,5} / 2, \quad (2.2)$$

где согласно формуле (1.11) $v \approx c / \text{Re} \sqrt{\epsilon}$ (немагнитные среды).

Например, для влажного песчаника на частоте $f = 100$ МГц, когда $\epsilon' \approx \text{Re} \sqrt{\epsilon} \approx 6$ (см. табл. 1), при $h_{\min} = 50$ см получим, что требуемая длительность импульса $\tau_{0,5} \approx 8$ нс.

Другой важный параметр при радиолокационном зондировании — необходимый динамический диапазон, т. е. отношение максимальной и минимальной амплитуд сигналов на выходе приемника РЛ. Требуемый динамический диапазон определяется максимально возможным отношением амплитуд сигналов, отраженных от верхней и нижней границ слоя (1.52):

$$D = q_{\max} = 20 \lg \left(\frac{E_{\text{в}}}{E_{\text{н}}} \right) \approx 2 \Gamma_{\max} h_{\max}. \quad (2.3)$$

Если $\Delta t \gg \tau_{0,5}$, то теоретически при использовании средств борьбы с перегрузками, например временной автоматической регулировки усиления (ВАРУ) динамический диапазон РЛ может приблизиться к величине $D = 10 \lg (P_{\text{прос}} / P_{\text{прmin}})$, где $P_{\text{прос}}$ — просачивающийся из передатчика прямой сигнал, а $P_{\text{прmin}}$ — чувствительность приемника. Введем

дополнительно понятие развязки между антеннами (или между выходами передатчика и входом приемника в одноантенном варианте) $I = P_n/P_{\text{прос}}$. Тогда динамический диапазон (в дБ)

$$D = \rho - I, \quad (2.4)$$

где $\rho = 10 \lg(P_n/P_{\text{пр min}})$ — так называемый потенциал РЛ.

Для достаточно тонких слоев при $\Delta t \approx \tau_{0,5}$ динамический диапазон определяется отношением амплитуд главного и первого бокового лепестков сигналов. Как известно, импульсная характеристика полосового фильтра с прямоугольной амплитудно-частотной характеристикой имеет вид $\sin x/x$, т. е. уровень первого бокового лепестка ниже главного на 13 дБ. Практически путем скругления амплитудно-частотной характеристики, что связано с расширением главного лепестка, можно обеспечить $D = 15 \div 20$ дБ. Полагая, например, для $h_{\text{min}} = 0,5$ значение $D = 15$ дБ, получим максимально допустимое удельное затухание $\Gamma_{\text{max}} = 15$ дБ/м, что, как следует из разд. 1.2 (см. табл. 1), выполняется для влажного песчаника лишь при $f \leq 100$ МГц. Следует отметить, что практически увеличить D пропорционально толщине слоя h не всегда возможно. Поэтому для h в несколько метров может сохраниться тот же динамический диапазон, около 15 дБ, т. е. допустимое значение Γ_{max} будет значительно меньше.

Из сказанного выше следует, что требования высокой разрешающей способности с целью разделения сигналов от границ тонких слоев и проникающей способности радиоволн в слой противоречивы. Например, если для влажного песчаника при длительности импульса $\tau_{0,5} \approx 8$ нс (требуемой в случае $\epsilon' = 6$ при $h_{\text{min}} = 0,5$ м) уменьшить число периодов колебаний до предельно возможного — одного периода (однопериодный импульс), то соответствующая частота $f = 1/\tau_{0,5} = 125$ МГц не обеспечивает требуемый динамический диапазон $D = 15$ дБ даже для минимальной толщины $h_{\text{min}} = 0,5$ м.

Приведенный пример, как и примеры с морским льдом и другими средами [23], показывает, что, в отличие от широко известных применений радиолокации для наблюдения за самолетами, кораблями, земной поверхностью и т. д., при подповерхностном радиолокационном зондировании осадочных и горных пород следует переходить от сантиметрового и дециметрового диапазонов волн к метровому и даже декаметровому, используя предельно короткие импульсы — однопериодные или близкие к ним.

Метод непрерывного излучения радиоволн с частотной модуляцией (частотный метод)

Данный метод уже давно успешно применяется в радиовысотометрии для определения истинной высоты полета летательного аппарата. Он основан на использовании непрерывного сигнала с частотной модуляцией по симметричному или несимметричному пилообразному закону. Частота биений между опорным (прямым) и отраженным сигналами является функцией расстояния до цели.

На рис. 17 показана структурная схема РЛ с двумя смесителями [23, 35], работа которого иллюстрируется рис. 18. Частота передатчика изменяется по симметричному пилообразному закону $f_{\Pi}(t)$ (сплошная линия на рис. 18); на входе приемной антенны образуются колебания, отраженные от верхней и нижней границ слоя с частотами $f_{\text{В}}(t)$ и $f_{\text{Н}}(t)$, отличающиеся от $f_{\Pi}(t)$ временными сдвигами $t_{\text{В}}$ и $t_{\text{Н}} = t_{\text{В}} + \Delta t$.

Здесь

$$t_{\text{В}} = \frac{l_{\Pi} + l_{\text{пр}}}{v_{\text{к}}} + \frac{2H}{c},$$

где H — высота расположения РЛ; l_{Π} , $l_{\text{пр}}$ — длины соответствующих кабелей; $v_{\text{к}}$ — скорость распространения радиоволн в кабеле; $\Delta t = = 2h/v$ — запаздывание радиоволн в слое.

Сигналы, отраженные от границ слоя, поступают на вход смесителя 1, где они смешиваются с прямым сигналом передатчика. В результате образуются биения, мгновенные частоты которых $F_{\text{бВ}}(t)$ и $F_{\text{бН}}(t)$ в течение большей части полупериода модуляции $T_{\text{М}}/2$ (за исключением так называемых "зон обращения") остаются постоянными, равными

$$F_{\text{бВ}} = f_{\Pi}(t) - f_{\text{В}}(t) = 2\Delta f_{\text{М}} F_{\text{М}} t_{\text{В}},$$

$$F_{\text{бН}} = f_{\Pi}(t) - f_{\text{Н}}(t) = 2\Delta f_{\text{М}} F_{\text{М}} t_{\text{Н}},$$

$\Delta f_{\text{М}}/(T_{\text{М}}/2) = 2\Delta f_{\text{М}} F_{\text{М}}$ — скорость изменения частоты; $\Delta f_{\text{М}}$ — девиация частоты; $F_{\text{М}}$ — частота модуляции.

Колебания с частотами $F_{\text{бВ}}$ и $F_{\text{бН}}$ после смесителя 1 могут быть поданы на анализатор спектра, в результате чего на оси частот образуется два импульса $S_1(f)$ (рис. 19), интервал между которыми $F_{\text{б}}$ пропорционален толщине слоя:

$$F_{\text{б}} = F_{\text{бВ}} - F_{\text{бН}} = 2\Delta f_{\text{М}} F_{\text{М}} \Delta t = \frac{4\Delta f_{\text{М}} F_{\text{М}} h}{v}. \quad (2.5)$$

Смешиваемые колебания с частотами $F_{\text{бВ}}(t)$ и $F_{\text{бН}}(t)$ дают биения в виде временной функции $U_{\text{б1}}(t)$ (см. рис. 18), огибающая которых в течение большей части полупериода колебаний имеет постоянную частоту, равную разностной $F_{\text{б}}$. При этом возможен и другой способ выделения информации — с помощью смесителя 2, на выходе которого в результате детектирования выделяются колебания $U_{\text{б2}}(t)$, в течение большей части полупериода $T_{\text{М}}/2$ близкие синусоидальным с частотой $F_{\text{б}} \sim h$. Для облегчения фильтрации после детектирования желательно, чтобы частота $F_{\text{б}}$ огибающей $U_{\text{б1}}(t)$, т. е. $U_{\text{б2}}(t)$, была значительно меньше частоты заполнения $U_{\text{б1}}(t)$, которая близка к частоте более сильного из двух смешиваемых колебаний. Это условие выполняется автоматически при большой высоте H . Если же $H \approx 0$, то вводится начальная высота с помощью кабелей достаточно большой длины $l_{\Pi} + l_{\text{пр}}$.

Спектр сигнала на выходе смесителя 2 (см. рис. 17) соответствует $S_2(f)$ на рис. 19. Он подобен по форме спектру сигнала $U_{\text{б1}}(t)$ с учетом переноса частоты заполнения на нулевую частоту. Съём информации может производиться с помощью низкочастотного анализатора спектра.

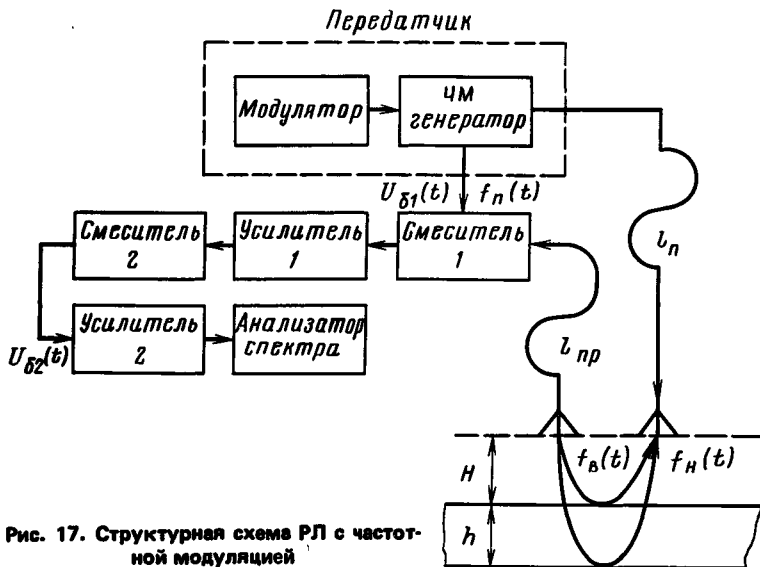


Рис. 17. Структурная схема РЛ с частотной модуляцией

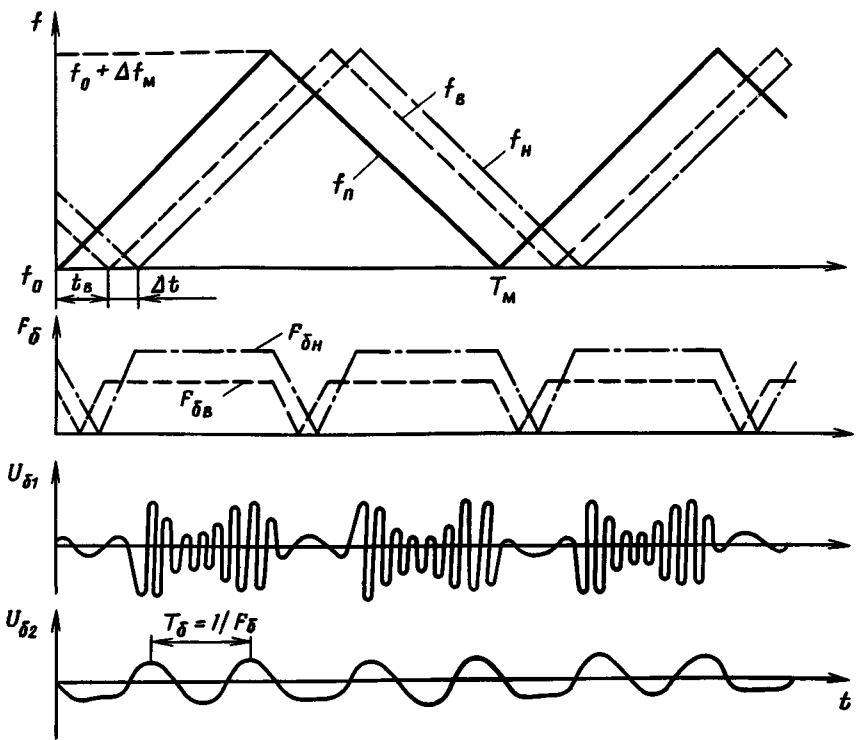


Рис. 18. Временные диаграммы процессов в РЛ по схеме рис. 17.

$f(t)$ — изменение частоты; $F_{\delta}(t)$ — изменение частоты биений; временная диаграмма напряжения: $U_{\delta 1}(t)$ — после смесителя 1, $U_{\delta 2}(t)$ — после смесителя 2

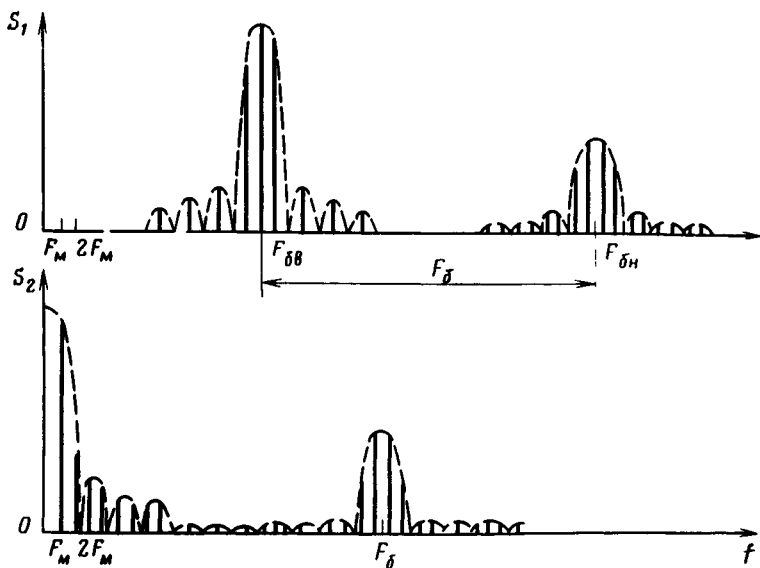


Рис. 19. Спектры сигналов в РЛ (схема рис. 17) с частотной модуляцией: $S_1(f)$ — после смесителя 1; $S_2(f)$ — после смесителя 2

2.2. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ ПРИ РАДИОЛОКАЦИОННОМ ЗОНДИРОВАНИИ

Уравнение радиолокации при зондировании плоского гладкого слоя

Для подповерхностной радиолокации наиболее важно вертикальное зондирование. Пусть РЛ (см. рис. 15, а) находится в воздухе (вз) на высоте H над зондируемым слоем (с) толщиной h с плоскими гладкими границами, расположенным над подслоем (пс). Следует учесть, что при использовании метрового диапазона волн, где длина волны значительно превышает мелкие неровности земной поверхности, такая модель вполне реальна.

При рассмотрении уравнения дальности радиолокации воспользуемся методом учета потерь отраженного сигнала относительно мощности передатчика. Пусть P_n — мощность передатчика, $\eta_{ан}$ — к.п.д. передающей антенны, G'_n — ее коэффициент направленного действия, $G_n = G'_n \eta_{ан}$ — коэффициент усиления передающей антенны по мощности. При этом

$$G' = \frac{4\pi}{(\Theta_{0,5})_1 (\Theta_{0,5})_2},$$

где $(\Theta_{0,5})_1$ и $(\Theta_{0,5})_2$ — ширина луча антенны во взаимно перпендикулярных плоскостях в радианах.

Как видно из рис. 15, для верхнего луча, т. е. при $h = 0$, в случае идеального отражения ($R_{вз-с} = 1$) плотность потока мощности у РЛ

$$(\Pi_{рв})_{ид} = \frac{P_n G_n \eta_{ан}}{4\pi (2H)^2} = \frac{P_n G_n}{4\pi (2H)^2}, \quad (2.6)$$

где $P_n \eta_{ан} = P_{изл}$ – излучаемая мощность.

Отсюда мощность на входе приемника

$$(P_{прв})_{ид} = (\Pi_{рв})_{ид} A_{пр},$$

где $A_{пр}$ – эффективная площадь приемной антенны, причем

$$A_{пр} = \frac{\lambda^2}{4\pi} G_{пр}, \quad (2.7)$$

так что

$$(P_{прв})_{ид} = \frac{P_n \lambda^2 G_n G_{пр}}{64\pi^2 H^2}. \quad (2.8)$$

Потери мощности за счет расхождения фронта волны при радиолокационном зондировании верхней границы слоя

$$L_{фрв} = 10 \lg \left[\frac{P_n}{(P_{прв})_{ид}} \right] = 10 \lg \frac{64\pi^2 H^2}{\lambda^2 G_n G_{пр}}. \quad (2.9)$$

Потери мощности при отражении от верхней границы слоя определим приближенно, полагая для простоты, что фронт волны плоский. Так как коэффициент отражения по мощности для верхней границы воздух – слой $R_{вз-с}^2$ то

$$L_{грв} \approx -10 \lg R_{вз-с}^2 = -20 \lg R_{вз-с}. \quad (2.10)$$

Требуемый для радиолокационного зондирования верхней границы потенциал

$$P_v = 10 \lg \frac{P_n}{P_{прmin}} = L_{фрв} + L_{грв}. \quad (2.11)$$

В соответствии со сказанным запишем потенциал РЛ, требуемый для зондирования нижнего сигнала, в виде

$$P_n = L_{фрн} - L_{ф} + L_c + L_{грн}, \quad (2.12)$$

где потери за счет расхождения фронта нижнего сигнала в соответствии с формулой (2.9) без учета фокусировки

$$L_{фрн} = 10 \lg \frac{64\pi^2 (H+h)^2}{\lambda^2 G_n G_{пр}}. \quad (2.13)$$

Фактор фокусировки (1.88)

$$L_{ф} = 10 \lg G_{ф} \approx 20 \lg \frac{H+h}{H+h / \operatorname{Re} \sqrt{\epsilon}}; \quad (2.14)$$

потери в слое

$$L_c = 2\Gamma h, \quad (2.15)$$

потери на границах (вз – с) и слой – подслоиная среда (с – пс)

$$L_{грн} = -20 \lg R_{с-пс} - 20 \lg |1 - \dot{R}_{вз-с}^2|. \quad (2.16)$$

Потенциал выбирается по большему из двух. Обычно таким является p_n (исключение может составить, например, пресноводный лед). Легко видеть, что отношение сигналов верх/низ (в дБ).

$$q = p_n - p_v \quad (2.17)$$

[см. формулу (1.51) для плоской волны].

Эффективная отражающая площадь (ЭОП)

В радиолокации для оценки отражающих свойств объектов (целей) вводят эффективную отражающую площадь $\sigma_{ц}$ фиктивного плоского участка, расположенного нормально к направлению падающей плоской волны и являющегося идеальным и изотропным переизлучателем, который будучи помещен в место расположения объекта (в дальней зоне) создает у антенны РЛ ту же плотность потока мощности, что и реальный отражающий объект. Ограничимся лишь случаем однопозиционного РЛ (передающая и приемная антенны в одной точке). Случай разнесенных антенн, хотя и представляет интерес для рассматриваемых здесь задач, но для простоты изложения опускается.

Например, для отражения от прямоугольной гладкой пластины конечных размеров a_x, a_y , если фронт волны параллелен стороне a_y и угол падения (относительно нормали к пластине) равен Θ_1 ,

$$\sigma_{ц} = \frac{4\pi}{\lambda^2} a_x^2 a_y^2 \left| \frac{\sin\left(\frac{2\pi}{\lambda} a_x \sin \Theta_1\right)}{\frac{2\pi}{\lambda} a_x \sin \Theta_1} \right|^2 R^2(\Theta_1), \quad (2.18)$$

где $R(\Theta_1)$ – модуль коэффициента отражения Френеля среда – пластина для соответствующей поляризации.

Как видно, функция $\sigma_{ц}(\Theta_1)$ является лепестковой, а максимум главного лепестка (при $\Theta_1 = 0$) равен $\sigma_{ц}(0) = 4\pi a_x^2 a_y^2 R^2(0) / \lambda^2$.

Для шара радиусом $r \gg \lambda$

$$\sigma_{ц}(0) = \pi r^2 R^2(0). \quad (2.19)$$

Воспользуемся обычной формой уравнения радиолокации через эффективную отражающую площадь цели (ЭОП). Так как плотность падающего потока мощности РЛС у верхней границы слоя, которую рассмотрим как радиолокационную цель,

$$P_{цв} = \frac{P_{изл} G_n^2}{4\pi H^2} = \frac{P_n G_n}{4\pi H^2},$$

а мощность, переизлучаемая верхней поверхностью слоя, имеющей ЭОП $\sigma_{цв}$, $P_{цв} = \Pi_{цв}\sigma_{цв}$, то плотность потока мощности отраженного сигнала у РЛ

$$\Pi_{рв} = \frac{P_{цв}}{4\pi H^2} = \frac{P_{п}G_{п}\sigma_{цв}}{(4\pi H^2)^2},$$

откуда с помощью формулы (2.7) мощность на входе приемника РЛ

$$P_{прв} = \Pi_{рв}A_{пр} = \frac{P_{п}G_{п}G_{пр}\lambda^2\sigma_{цв}}{64\pi^3 H^4}. \quad (2.20)$$

С помощью (2.11) найдем энергетический потенциал по верхнему сигналу

$$P_{в} = 10\lg \frac{64\pi^3}{G_{п}G_{пр}} + 20\lg \frac{H}{\lambda} + 10\lg \frac{H^2}{\sigma_{цв}}. \quad (2.21)$$

Вычисление потенциала по нижнему сигналу связано с необходимостью учета влияния слоя. Рассматривая нижнюю границу в качестве радиолокационной цели, получим с помощью формулы (1.88) плотность потока мощности

$$\Pi_{цн} = \frac{P_{п}G_{п}}{4\pi(H+h)^2} G_{ф} \approx \frac{P_{п}G_{п}}{4\pi(H+h/\sqrt{\epsilon'})^2}.$$

Плотность же потока отраженного нижнего сигнала у РЛ на основании формулы (1.89) без учета потерь в слое и при переходе через верхнюю границу слоя

$$(\Pi_{рн})_{ид} = \frac{\Pi_{цн}\sigma_{цн}}{4\pi(H+h)^2} G_{расф} \approx \frac{P_{п}G_{п}\sigma_{цн}}{(4\pi)^3 \epsilon' (H+h/\sqrt{\epsilon'})^4},$$

откуда, учитывая формулу (2.7), получим соответствующую мощность нижнего сигнала на входе приемника

$$(P_{рн})_{ид} = (\Pi_{рн})_{ид}A_{пр} = \frac{P_{п}G_{п}G_{пр}\lambda^2\sigma_{цн}}{64\pi^3 \epsilon' (H+h/\sqrt{\epsilon'})^4}. \quad (2.22)$$

Учет потерь в слое производится по формуле (2.15), а на верхней границе по формуле (2.16) без первого слагаемого, откуда следует, что потенциал, вычисленный по нижнему сигналу с помощью формулы (2.22), равен

$$P_{н} = 10\lg \frac{64\pi^3}{G_{п}G_{пр}} + 20\lg \frac{H+h/\sqrt{\epsilon'}}{\lambda} + 10\lg \frac{\epsilon' (H+h/\sqrt{\epsilon'})^2}{\sigma_{цн}} + \\ + 2\Gamma h - 20\lg |1 - \hat{R}_{вз}^2 - c|. \quad (2.23)$$

При оценке ЭОП $\sigma_{\text{цн}}$ надо иметь в виду, что нижняя граница слоя или другой отражающий объект находятся внутри среды с определенной относительной диэлектрической проницаемостью $\epsilon' > 1$ (в общем случае ϵ). Поэтому при пользовании формулами вида (2.18), (2.19) следует вычислить коэффициенты отражения Френеля $R(\Theta_1)$, $R(0)$ на границе среда — поверхность нижней цели.

Учет неровностей отражающей поверхности

Для неограниченной гладкой поверхности отражение в зеркальном направлении ($\Theta_1 = \Theta_2$ на рис. 5) определяется коэффициентами Френеля. Соответствующее отражение называется когерентным, так как его амплитуда и фаза однозначно определяются в любой точке пространства. При этом для однопозиционного РЛ $\Theta_1 = \Theta_2 = 0$.

Если та же поверхность делается шероховатой, то когерентная составляющая в зеркальном направлении лишь несколько уменьшается по случайному закону. Усредненный коэффициент отражения Френеля

$$\overline{R(\Theta_1)} = R(\Theta_1) e^{-2 \left(\frac{2\pi}{\lambda} \sigma_h \cos \Theta_1 \right)^2}, \quad (2.24)$$

где σ_h — средняя квадратическая высота неровностей, а $R(\Theta_1)$ — модуль коэффициента отражения Френеля для гладкой поверхности.

При этом, однако, появляются составляющие отражения в незеркальном направлении. Эти составляющие — некогерентные, так как являются случайными для различных реализаций неровностей и при движении носителя РЛ их амплитуда и фаза меняются по случайному закону. Величина $\overline{R_1(\Theta_1)}$ уменьшается по экспоненциальному закону с ростом шероховатостей, пока не сделается соизмеримой с некогерентной составляющей. При наличии шероховатого отражателя конечных размеров, например рассмотренной выше пластины, в выражении для ЭОП появляется такой же экспоненциальный множитель, как в формуле (2.24).

Для больших неровностей ($\sigma_h \gg \lambda$) когерентная составляющая отсутствует (диффузно отражающая поверхность). При этом отраженный сигнал формируется в результате сложения по мощности отдельных некогерентных составляющих, так что ЭОП

$$\sigma_{\text{ц}} = \sigma_{\text{уд}} S_0, \quad (2.25)$$

где $\sigma_{\text{уд}}$ — удельная ЭОП, а S_0 — площадь участка, все элементарные отражатели которого одновременно формируют отраженный сигнал (зависит от длительности импульса и диаграммы направленности антенны).

Например, при гауссовом распределении высот неровностей удельная ЭОП

$$\sigma_{\text{уд}} = \frac{\sec^4 \Theta_1}{a^2} R^2(0) e^{-\text{tg}^2 \Theta_1 / a^2}, \quad (2.26)$$

где $a^2 = 4\sigma_h^2 / l_h^2$; l_h — интервал корреляции неровностей, зависящий от степени пологости неровностей.

Частотная зависимость уравнения дальности

Рассмотрим частотную зависимость для потенциала $\rho_H(f)$ (2.12). С помощью формул (2.14) – (2.16) имеем

$$\rho_H(f) = 10 \lg \frac{64\pi^2 [H + h / \operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}(f)}]^2 f^2}{c^2 G_{\Pi}(f) G_{\Pi P}(f)} + 2\Gamma h - 20 \lg R_{C-nc}(f) - 20 \lg |1 - \hat{R}_{B3-c}^2(f)|.$$

Зададимся длительностью импульса $\tau_H = n/f$, где n – число периодов колебаний в импульсе. Кроме того, примем, что разрешающая способность в слое (минимальная глубина зондирования) составляет, как это имеет место на практике, обычно определенную примерно постоянную долю от толщины слоя, т. е.

$$v_{\Phi} n/2f = \xi \tau_H,$$

где $\xi \leq 1$, так что

$$h = \frac{cn}{2\xi f \operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}(f)}}. \quad (2.27)$$

Предельным случаем подповерхностного зондирования является $n = 1$ (разрешение равно одной длине волны в среде) и $\xi = 1$, когда разрешающая способность по дальности равна глубине слоя. С учетом сказанного и формул (1.9), (1.14) и (1.36) получим

$$\rho_H(f) = 10 \lg \frac{64\pi^2}{c^2 G_{\Pi}(f) G_{\Pi P}(f)} + 20 \lg \left\{ Hf + \frac{cn}{2\xi [\operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}_c(f)}]^2} \right\} + 2\pi \cdot 8,68 \frac{n}{\xi} \frac{\operatorname{Im} \sqrt{\hat{\epsilon}_c(f)}}{\operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}_c(f)}} - 20 \lg \left| \frac{\sqrt{\hat{\epsilon}_c(f)} - \sqrt{\hat{\epsilon}_{nc}(f)}}{\sqrt{\hat{\epsilon}_c(f)} + \sqrt{\hat{\epsilon}_{nc}(f)}} \right| - 20 \lg \left| \frac{4\sqrt{\hat{\epsilon}_c(f)}}{[1 + \sqrt{\hat{\epsilon}_c(f)}]^2} \right| \quad (2.28)$$

Анализ соотношения (2.28) показывает, что характер измерения $\rho_H(f)$ в значительной степени зависит от выбора H и от того, сохраняются ли направленные свойства антенн при изменении частоты ($G_{\Pi}(f) = \operatorname{const}$ и $G_{\Pi P}(f) = \operatorname{const}$) или неизменные геометрические размеры антенн, определяющие постоянство их эффективных площадей ($A_{\Pi}(f) \approx \operatorname{const}$, $A_{\Pi P}(f) \approx \operatorname{const}$). Напомним, что $G_{\Pi, \Pi P} = (4\pi/\lambda^2) A_{\Pi, \Pi P}$.

Расчет потенциала РЛ $\rho_H(f)$ по формуле (2.28) целесообразно произвести для четырех модельных сред (см. табл. 2), лежащих на линзе пресных вод, при фиксированных значениях ξ и n . Коэффициент усиления антенн и их эффективная площадь выбраны для двух указанных случаев равными $G_{\Pi} = G_{\Pi P} = 1$ и $A_{\Pi} = A_{\Pi P} = 1 \text{ м}^2$. В качестве примера на рис. 20

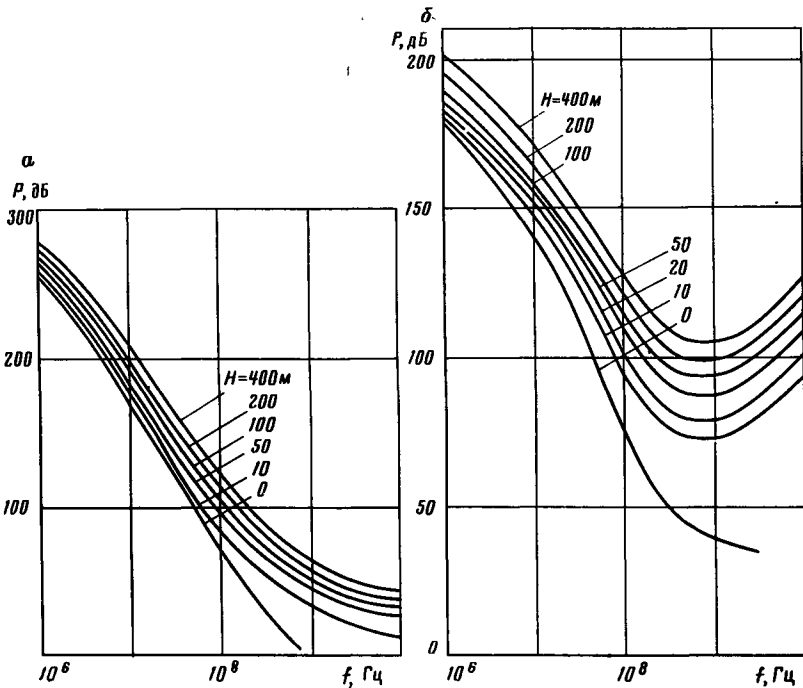


Рис. 20. Частотная зависимость потенциала РЛ:

а — при фиксированных размерах антенн; *б* — при фиксированной направленности антенн

представлены результаты расчета для модельной среды 2 над слоем пресной воды при $\xi = 0,2$, $n = 1$ и различных высотах летательного аппарата H .

Для варианта $A_{\Pi} = A_{\Pi p} = 1 \text{ м}^2$ (рис. 20, *а*) при всех H требуемый потенциал РЛ $\rho_H(f)$ монотонно убывает с частотой, что обусловлено убыванием всех слагаемых формулы (2.28). Для варианта $G_{\Pi} = G_{\Pi p} = 1$ (рис. 20, *б*) при $H = 0$ зависимость $\rho_H(f)$ такого же характера, как для $A_{\Pi} = A_{\Pi p} = 1 \text{ м}^2$, а для $H \neq 0$ при $f = 3 \cdot 10^8 \text{ Гц}$ наблюдается минимум потенциала РЛ ρ , который имеет место для всех значений n . Это обусловлено тем, что второе слагаемое в формуле (2.28) увеличивается, а последующие убывают с ростом f . Для модельной среды 1 зависимость аналогична, а для модельных сред 3, 4 значения Γ и ϵ' мало меняются с частотой, поэтому $\rho_H(f)$ с ростом частоты убывает при $H \neq 0$ и практически не меняется при $H = 0$.

При $f = \text{const}$ и изменении H от 10 до 400 м потенциал изменяется на 10–50 дБ. Изменение числа периодов в импульсе n на один изменяет потенциал примерно на 150 дБ при $f = 10^6 \text{ Гц}$, на 100 дБ при $f = 10^7$, на 20 дБ при $f = 10^9$ и на 10 дБ при $f \approx 10^{10} \text{ Гц}$. Кроме того, расчеты показывают, что при $f < 10^8 \text{ Гц}$ кривые $\rho_H(f)$ практически не зависят от подслоевой среды, а при $f = 10^9 \div 10^{10} \text{ Гц}$ значения $\rho(f)$ на 10–16 дБ выше

для случая, когда подслоная среда соответствует модельной среде 4, по сравнению с пресной водой.

С помощью формулы (2.28) можно также построить кривые $h(f)$ при $p = \text{const}$. Для ограничения допустимой области зондирования следует наложить на построенные кривые условие предельного разрешения $h = c/2f \text{Re}\sqrt{\epsilon}$ (при $\xi = 1, n = 1$).

Флуктуация сигналов, отраженных от шероховатой поверхности

При перемещении РЛ относительно зондируемой среды происходят случайные амплитудные флуктуации отраженного сигнала, которые уменьшают энергетический потенциал и затрудняют обработку сигналов.

Произведем приближенную оценку интервала корреляции случайных флуктуаций по ширине спектра вторичных доплеровских биений. В случае непрерывного сигнала (или импульсов большой длительности) в формировании сигнала при отражении от шероховатой поверхности участвует вся облучаемая площадка в пределах ширины луча антенны $\Theta_0 = 2\Theta_1$ (рис. 21). При путевой скорости летательного аппарата W доплеровские сдвиги частоты для крайних лучей составляют $2W \sin \Theta_1 / \lambda$ и $-2W \sin \Theta_1 / \lambda$, откуда максимальная частота доплеровских биений (так называемый вторичный эффект Доплера)

$$\Delta F_D = \frac{4W}{\lambda} \sin \Theta_1 \approx \frac{4W}{\lambda} \Theta_0. \quad (2.29)$$

Отсюда временной интервал корреляции

$$\tau_K \approx \frac{1}{\Delta F_D} = \frac{\lambda}{2W\Theta_0}, \quad (2.30)$$

а линейный (пространственный)

$$l_K = W\tau_K = \lambda/2\Theta_1, \quad (2.31)$$

так что при $\Theta_0 = 60^\circ$ имеем $l_K \approx \lambda/2$ (т. е. для $\lambda = 3$ м, $W = 100$ м/с, $\tau_K = 15$ мс).

На рис. 21 момент $t = 2H/c$ является началом облучения передним

фронтом ближайшего участка поверхности, а $t = 2H/c + \tau_M$ — концом облучения этого участка. По мере расширения фронта волны облучаются все новые участки поверхности, образующие отраженные сигналы, которые в силу диффузного характера отражения складываются

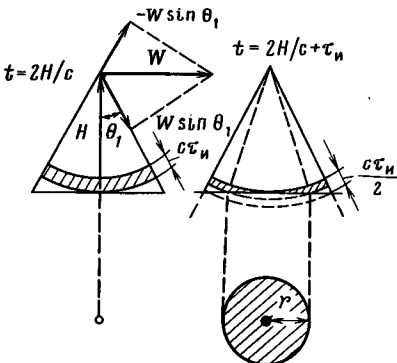


Рис. 21. Схема определения частоты доплеровских биений и облучения земной поверхности коротким радиопульсом

как некогерентные (т. е. по мощности). Так как максимальный интервал между двумя целями, при котором они одновременно участвуют в формировании отраженного импульса, равен $ct_{и}/2$, то показанный на рис. 21 заштрихованный круг соответствует максимальной облучаемой площадке, все элементарные отражатели которой одновременно участвуют в формировании отраженного сигнала через время $t_{и}$ после начала облучения. При этом амплитуда сигнала максимальна. Для импульсов большой длительности, когда $ct_{и}/2 \gg H \sec \Theta_1 - H$, некогерентное сложение происходит в пределах всей облучаемой лучом площадки радиусом $H \operatorname{tg} \Theta_1$. Если же $ct_{и}/2 < H \sec \Theta_1 - H$, то радиус $r < H \operatorname{tg} \Theta_1$ и при $ct_{и}/2 \ll H$ равен

$$r = \sqrt{(H + ct_{и}/2)^2 - H^2} \approx \sqrt{Hct_{и}}, \quad (2.32)$$

так что эффективная ширина луча снижается до

$$\Theta_{эф} = 2 \operatorname{arctg} (\sqrt{Hct_{и}}/H) \approx 2\sqrt{ct_{и}/H}. \quad (2.33)$$

Поэтому интервалы линейной и временной корреляции соответственно равны

$$l_{к} = \frac{\lambda}{2\Theta_{эф}} \approx \frac{\lambda}{4} \sqrt{\frac{H}{ct_{и}}}; \quad \tau_{к} = \frac{l_{к}}{W} \approx \frac{\lambda}{4W} \sqrt{\frac{H}{ct_{и}}}. \quad (2.34)$$

Например, для $\lambda = 3$ м, $t_{и} = 20$ нс и $H = 200$ м получим $l_{к} = 4,3$ м, т. е. при $W = 100$ м/с имеем $\tau_{к} = 43$ мс. Максимальный интервал корреляции соответствует минимальной длительности импульса, когда $ct_{и} = \lambda$. Соответственно $l_{к} = \sqrt{H\lambda}/4$, т. е. для $\lambda = 3$ м и $H = 200$ м получим $l_{к} = 6,1$ м.

Для оценки интервалов корреляции сигнала, отраженного от нижней границы слоя (полагая, что отражение, как и для верхней границы, — диффузное), необходимо в формулы (2.32) — (2.34) вместо скорости c подставить $v_{ф} = c/\sqrt{\epsilon'}$, т. е. интервалы корреляции возрастут.

2.3. ФОРМИРОВАНИЕ РАДИОИМПУЛЬСОВ МЕТОДОМ УДАРНОГО ВОЗБУЖДЕНИЯ АНТЕННЫ

Частотная характеристика антенной системы

Как известно, в импульсном РЛ антенна подключена к передатчику, который преобразует видеоимпульс в радиоимпульс длительностью $t_{и}$, несущая частота которого соответствует резонансной частоте антенны. При этом ширина полосы антенной системы $\Delta f_{А} \gg 1/t_{и}$. Однако при уменьшении $t_{и}$ имеет место $\Delta f_{А} \approx 1/t_{и}$, в результате чего параметры зондирующего радиоимпульса определяются частотной характеристикой передающей антенны. Надобность в специальном передатчике вообще отпадает, достаточно воздействовать на антенну видеоимпульсом длительностью $1/2f_0$ или перепадом напряжения с соответствующим фронтом. Такой метод предложен Дж. Куком. Он был применен для рупорных антенн и широко использован для вибраторных антенн как способ формирования коротких радиоимпульсов.

Рассмотрим частотную характеристику системы, включающей одинаковые передающую и приемную антенны. Проще всего это сделать для апертурных антенн. Для антенн, расположенных на расстоянии r друг от друга, плотность потока мощности у приемной антенны и принимаемая ею мощность соответственно равны

$$\Pi(\omega) = \frac{P_n G(\omega)}{4\pi r^2}; P_{пр}(\omega) = \Pi(\omega) A(\omega) = \Pi(\omega) \pi \frac{c^2 G(\omega)}{\omega^2}.$$

Таким образом, амплитудно-частотные характеристики передающей и приемной антенн имеют соответственно вид

$$K_{\Pi}(\omega) \sim \sqrt{\frac{\Pi(\omega)}{P_n}} \sim \sqrt{G(\omega)}; K_{пр}(\omega) \sim \sqrt{\frac{P_{пр}(\omega)}{\Pi(\omega)}} \sim \frac{\sqrt{G(\omega)}}{\omega}, \quad (2.35)$$

откуда $K_{пр}(\omega) \sim K_{\Pi}(\omega)/\omega$.

Для частотных характеристик, согласно принципу взаимности, в общем виде

$$\dot{K}_{пр}(\omega) \sim \dot{K}_{\Pi}(\omega) / j\omega. \quad (2.36)$$

Из соотношений (2.35) следует, что амплитудно-частотная характеристика антенной системы

$$K_{д}(\omega) = K_{\Pi}(\omega) K_{пр}(\omega) \sim G(\omega)/\omega, \quad (2.37)$$

т. е. условием неискаженной передачи сигнала через антенную систему является

$$G(\omega) \sim \omega.$$

Цепочечная модель вибраторной антенной системы

Определим частотную характеристику вибраторной антенны в режиме приема (в направлении, перпендикулярном к вибратору) как

$$\dot{K}_{пр}(\omega) = \frac{\dot{U}_H}{\dot{E}l} = - \frac{2h_d(\omega) R_H}{l [R_H + \dot{Z}_{вх}(\omega)]}, \quad (2.38)$$

где \dot{E} — напряженность поля у антенны; l — длина одного плеча вибратора; \dot{U}_H — комплексная амплитуда напряжения на нагрузке; $h_d(\omega)$ — действующая полудлина вибратора; R_H — сопротивление нагрузки антенны; $\dot{Z}_{вх}$ — входное сопротивление вибратора.

Форма частотной характеристики рассчитана в работе [12] для $R_H = 50$ Ом и $\Omega = 2 \ln(2l/a) = 10$, где a — радиус вибратора. Соответствующие амплитудно-частотные и фазочастотные характеристики показаны на рис. 22 для дискретных точек. Сплошной линией показаны амплитудно-частотные характеристики модели в виде простого колебательного контура. Как видно, в широкой области частот, вплоть до области второго последовательного резонанса вибратора, характеристики модели и антенны весьма близки.

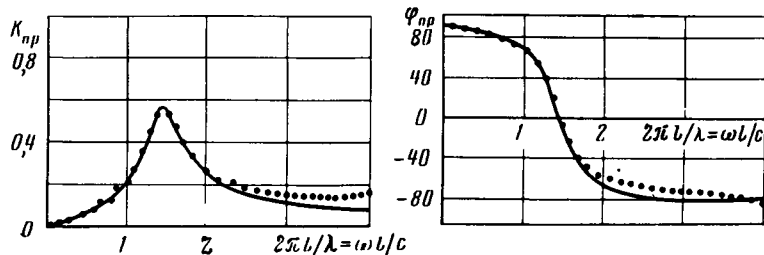


Рис. 22. Амплитудно-частотная и фазочастотная характеристики вибраторной антенны в режиме приема (точки) и простого колебательного контура (сплошная линия)

На основании формулы (2.36) имеем частотную характеристику передающей антенны в виде $\dot{K}_П(\omega) \sim j\omega K_{ПР}(\omega)$, т. е. каскадное включение колебательного контура и идеального дифференцирующего звена. Таким образом, модель антенной системы, состоящей из двух одинаковых вибраторных антенн, имеет вид двухконтурной цепочечной модели (рис. 23). Частотная характеристика этой цепи

$$\dot{K}(\omega) = \left(\frac{2aj\omega}{\omega_0^2 - \omega^2 + 2j\omega\alpha} \right)^2 j\omega, \quad (2.39)$$

где $\alpha = 1/2RC$ — коэффициент затухания, а ω_0 — резонансная частота каждого контура.

Переходная характеристика этой цепи имеет вид

$$h(t) = \frac{2a^2\omega_0^2}{\omega_c^2} e^{-at} \sqrt{\frac{1}{\omega_c^2} - \frac{4a}{\omega_0^2}} t + t^2 \sin(\omega_c t + \psi),$$

где $\omega_c = \sqrt{\omega_0^2 - a^2}$ — собственная частота каждого контура, а

$$\psi = \arctg \omega_c t \frac{\omega_c^2 - a^2}{\omega_0^2 - 2\omega_c^2 a t}.$$

Отсюда найдем импульсную характеристику

$$g(t) = dh(t)/dt =$$

$$= \frac{2a^2\omega_0^2}{\omega_c^2} e^{-at} \sqrt{\omega_0^2 t^2 - 6at + 9\frac{a^2}{\omega_c^2} + \frac{a^4}{\omega_0^2\omega_c^2}} \sin(\omega_c t + \gamma), \quad (2.40)$$

где

$$\gamma = \arctg \omega_c \frac{2a^2 - \omega_0^2 a t}{\omega_0^2\omega_c^2 t - 3\omega_0^2 a + 2a^3}.$$

Как видно, для ударного возбуждения характерно то, что реакция

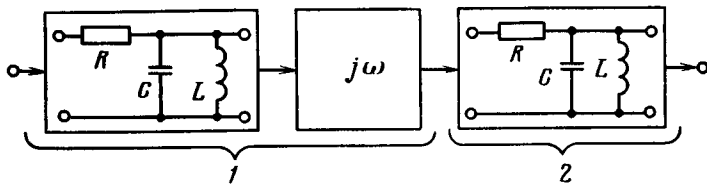


Рис. 23. Цепочечная модель антенной системы из двух одинаковых вибраторов. Антенны: 1 – передающая; 2 – приемная

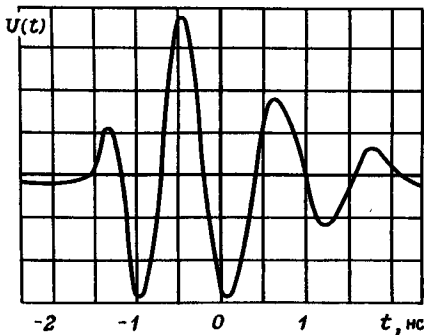


Рис. 24. Реакция двух одинаковых вибраторных антенн при возбуждении треугольным видеоимпульсом длительностью $\tau_{\text{и}} = 0,7$ нс

содержит лишь несколько периодов колебаний, причем наблюдается заметная частотная модуляция. Дифференцируя фазу в выражении (2.40) и подставляя $z = \omega_0 t$, получим

$$\omega(z) = \omega_c \left[1 + \frac{1}{(1 - \beta^2) z^2 / \beta^2 - 6(1 - \beta^2) z / \beta + 9 - 8\beta^2} \right],$$

где $\beta = a/\omega_0$.

При изменении z от 0 до ∞ и $\beta \rightarrow 1$ частота $\omega(t)$ изменяется от величины, близкой к $2\omega_c$.

Характер колебаний, получаемых в режиме ударного возбуждения рассматриваемой модели (число периодов колебаний, изменение их длительности), хорошо согласуется с формой колебаний в различных вариантах приемных широкополосных вибраторных антенн при ударном возбуждении такой же передающей антенны (рис. 24).

Моделирование вибраторной антенны посредством отрезков длинной линии

Наряду с цепочечной моделью (являющейся, по существу, феноменологической) целесообразно построить модель, исходя из анализа процессов в самой антенне.

Как известно, напряженность поля симметричного вибратора в дальней зоне на расстоянии r под углом Θ к вибратору

$$\dot{E}_{\Theta} = j \frac{i_{\text{вх}} W_0}{2\pi \sin \frac{2\pi}{\lambda} l} \cdot \frac{\cos\left(\frac{2\pi}{\lambda} \cos \Theta\right) - \cos \frac{2\pi}{\lambda} l}{\sin \Theta} \cdot \frac{e^{-j \frac{2\pi}{\lambda} r}}{r}$$

где $W_0 = \sqrt{\mu_0/\epsilon_0} = 120\pi$ – волновое сопротивление свободного пространства; l – длина плеча вибратора; $I_{\text{вх}} = \dot{U}_r / (\dot{Z}_{\text{вх}} + R_j)$ – комплексная амплитуда тока в точках питания (зажимах) вибратора; $\dot{Z}_{\text{вх}}$ – входное сопротивление антенны; \dot{U}_r – комплексная амплитуда напряжения генератора, питающего антенну; R_j – его внутреннее сопротивление.

По аналогии с формулой (2.38) определим частотную характеристику передающей антенны в виде $K_{\text{п}}(\omega) = \dot{U}_r / \dot{E}I$. Для $\Theta = 90^\circ$ с учетом $2\pi/\lambda = \omega/c$, выделяя только члены, зависящие от частоты, получим нормированную частотную характеристику передающей антенны

$$\dot{K}_{\text{по}}(\omega) = \frac{\dot{K}_{\text{п}}(\omega)}{60l/r} = \frac{1 - \cos(\omega l/c)}{[R_j + \dot{Z}_{\text{вх}}(\omega)] \sin(\omega l/c)} e^{-j\omega r/c} \quad (2.41)$$

Для определения входного сопротивления $\dot{Z}_{\text{вх}}(\omega)$ заменим симметричный вибратор отрезком разомкнутой на конце длинной линии без потерь, характеризуемой

$$\dot{Z}_{\text{вх}}(\omega) = -jW_{\text{в}} \operatorname{ctg}(\omega l/c),$$

где $W_{\text{в}} = 120 \ln(l/a - 1)$ – имеет формальный смысл волнового сопротивления вибратора с длиной плеча l и диаметром a .

Тогда

$$\dot{K}_{\text{по}}(\omega) = \frac{1 - 2e^{-j\omega l/c} + e^{-j\omega 2l/c}}{(W_{\text{в}} + R_j)(1 - \gamma e^{-j\omega 2l/c})} e^{-j\omega r/c},$$

где $\gamma = (R_j - W_{\text{в}})/(R_j + W_{\text{в}})$.

Замечая, что $|\gamma| < 1$, представим $1/(1 - \gamma e^{-j\omega 2l/c})$ в виде геометрической прогрессии, откуда

$$\dot{K}_{\text{по}}(\omega) = \frac{e^{-j\omega r/c} (1 - 2e^{-j\omega l/c} + e^{-j\omega 2l/c})}{W_{\text{в}} + R_j} \times \quad (2.42)$$

$$\times \left(1 + \sum_{n=1}^{\infty} \gamma^n e^{-jn\omega 2l/c} \right).$$

Выражение (2.42) имеет простой физический смысл: поле излучения передающей антенны формируется в результате распространения по ней парциальных волн, многократно (с кратностью n) переотражающихся от ее входных зажимов. При этом величина γ имеет смысл коэффициента отражения от входа антенны.

Обратное преобразование Фурье от $\dot{K}_{\text{по}}(\omega)$ позволяет найти импульсную характеристику антенны $g_{\text{п}}(t)$, определяющую поле излучения при возбуждении антенны дельта-функцией $\delta(t)$. С учетом того, что

$$2\pi\delta(x) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{jx\xi} d\xi,$$

получим

$$g_{\Pi}(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \dot{K}_{\Pi 0}(\omega) e^{j\omega t} d\omega = \frac{1}{W_B + R_j} \left\{ \delta(t') - 2\delta\left(t' - \frac{l}{c}\right) + \delta\left(t' - \frac{2l}{c}\right) + \sum_{n=1}^{\infty} \gamma^n \left[\delta\left(t' - n\frac{2l}{c}\right) - 2\delta\left(t' - \frac{l}{c} - \frac{2l}{c}\right) + \delta\left(t' - \frac{2l}{c} - n\frac{2l}{c}\right) \right] \right\}, \quad (2.43)$$

где $t' = t - r/c$.

Отсюда видно, что, в рамках принятой модели, поле излучения имеет вид бесконечной суммы членов, определяющей длительность реакции излучения. Длительность минимальна при $R_j = W_B$ (режим согласования внутреннего сопротивления генератора с волновым сопротивлением антенны). При этом $\gamma = 0$ и выражение (2.43) преобразуется к виду

$$g_{\Pi}(t) = \frac{1}{2W_B} \left[\delta(t') - 2\delta\left(t' - \frac{l}{c}\right) + \delta\left(t' - \frac{2l}{c}\right) \right]. \quad (2.44)$$

Рассмотрим антенную систему, состоящую из одинаковых передающей и приемной антенн. Согласно формуле (2.36) частотная характеристика приемной антенны $\dot{K}_{\Pi p}(\omega)$ определяется в виде произведения частотной характеристики модели передающей антенны $\dot{K}_{\Pi}(\omega)$ на коэффициент передачи идеального интегрирующего звена $1/j\omega$. Тогда для $R_j = W_B$

$$\dot{K}_{\Pi p 0}(\omega) = \frac{e^{-j\omega r/c}}{j2\omega W_B} (1 - 2e^{-j\omega l/c} + e^{-j\omega 2l/c}), \quad (2.45)$$

что соответствует импульсной характеристике

$$g_{\Pi p}(t) = \frac{1}{2W_B} \left[1(t') - 2 \cdot 1\left(t' - \frac{l}{c}\right) + 1\left(t' - \frac{2l}{c}\right) \right], \quad (2.46)$$

где $1(x) = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(x) dx$ — единичная функция.

Результирующая импульсная характеристика антенной системы $g_A(t)$ может быть найдена как свертка двух импульсных характеристик $g_{\Pi}(t)$ и $g_{\Pi p}(t)$:

$$g_A(t) = \int_{-\infty}^{\infty} g_{\Pi}(t) g_{\Pi p}(t - \tau) d\tau = \frac{1}{4W_B^2} \left[1(t') - 4 \cdot 1\left(t' - \frac{l}{c}\right) + 6 \cdot 1\left(t' - \frac{2l}{c}\right) - 4 \cdot 1\left(t' - \frac{3l}{c}\right) + 1\left(t' - \frac{4l}{c}\right) \right]. \quad (2.47)$$

На рис. 25 представлена импульсная характеристика $g_A(t)$ антенной системы, построенная в соответствии с выражением (2.47).

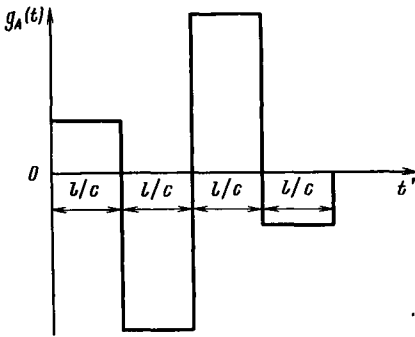
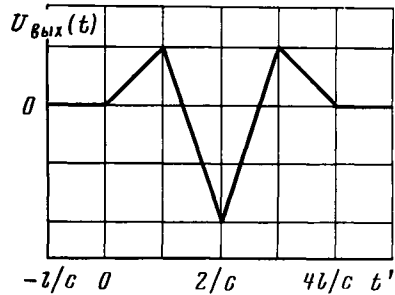
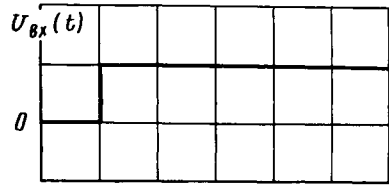


Рис. 25. Импульсная характеристика антенной системы, построенной на основе модели передающей антенны с помощью отрезка длинной линии

Рис. 26. Вид сигнала на выходе приемной антенны, полученного при возбуждении перепадом напряжения модели передающей антенны в виде отрезка длинной линии



С помощью импульсной характеристики $g_A(t)$ можно произвести оценку формы сигналов на выходе приемной антенны для различных видов сигналов, возбуждающих передающую антенну. На рис. 26 в качестве примера показан вид сигнала, полученного на выходе приемной антенны при возбуждении передающей антенны перепадом напряжения.

2.4. ОБРАБОТКА ПОДПОВЕРХНОСТНЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СИГНАЛОВ

Стробоскопическое преобразование импульсов

Для обеспечения возможности записи информации и ее дальнейшей обработки, например с помощью ЭВМ, необходимо перейти от наносекундных импульсов в более низкочастотную область, например к миллисекундным импульсам. Развитие быстродействующих элементов позволяет в настоящее время приблизиться к обработке импульсов наносекундной длительности с помощью десятков или сотен параллельно действующих каналов дальности, охватывающих всю глубину подповерхностного зондирования.

Однако пока такое построение представляет трудности и повсеместно для реализации радиоимпульсных наносекундных РЛ используется масштабное преобразование времени, в частности последовательное стробоскопическое преобразование. Такое преобразование включает высокочастотный смеситель (обычно именуемый стробоскопическим), в котором происходит перемножение импульсов с выхода приемной антенны длительностью $T_{\text{и}}$ и коротких строб-импульсов $U_{\text{стр}}$, период следования которых $T_{\text{стр}} = T_{\text{п}} + \Delta t$, где $T_{\text{п}}$ — период повторения импульсов РЛ;

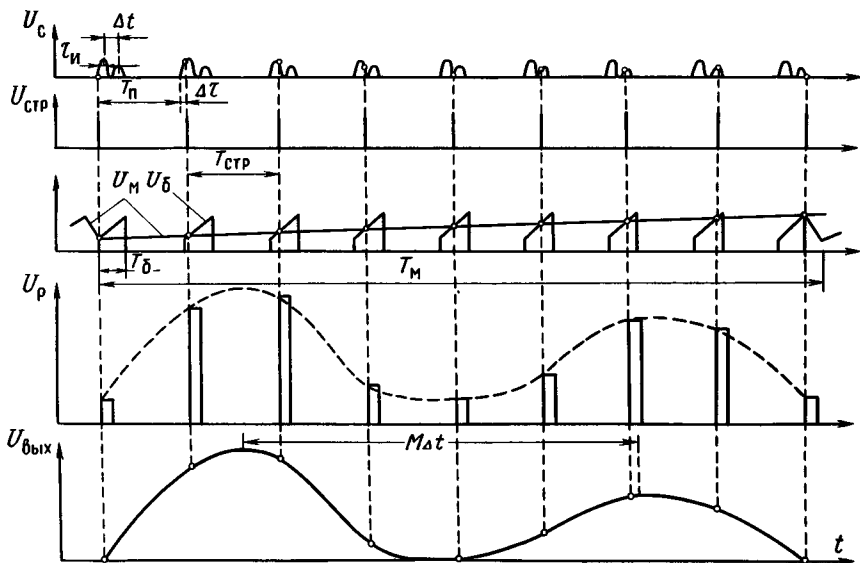


Рис. 27. Временные диаграммы процессов при стробоскопическом преобразовании. U_c — входной сигнал; $U_{стр}$ — строб-импульсы; $U_б$ и $U_м$ — быстрые и медленные пилообразные напряжения; U_p — расширенные импульсы; $U_{вых}$ — масштабнопредобразованный выходной сигнал

$\Delta t \ll T_n$ — шаг считывания. Запуск генератора строб-импульсов осуществляется с помощью устройства сдвига, включающего устройство сравнения и генераторы быстрых $U_б$ с периодом $T_б$ и длительностью $T_б < T_n$ и медленных $U_м$ с периодом $T_м \gg T_n$ пилообразных напряжений. При наложении соответствующих "пил" (рис. 27) интервалы между их пересечениями, как видно по $U_{стр}$, сдвигаются по отношению к T_n на Δt . Таким образом, за ряд периодов повторения в смесителе осуществляется последовательное считывание значений сигналов U_c , разделенных интервалом Δt , и образуется последовательность расширенных импульсов U_p , а после фильтра нижних частот выделяется низкочастотное напряжение $U_{вых}$, подобное исходному высокочастотному сигналу U_c в пределах одного его периода повторения.

Период обработки, равный длительности прямого хода медленной пилы $T_м$, ограничен интервалом корреляции сигналов T_k , в пределах которого они мало меняются друг относительно друга, т. е. $T_м < T_k$. Число точек считывания

$$k = \frac{T_м}{T_{стр}} = \frac{T_б}{\Delta t} = \frac{T_м}{M \Delta t} \approx \frac{T_м}{T_n}, \quad (2.48)$$

где коэффициент трансформации временного масштаба $M = T_м/T_б$.

При дискретизации сигнала, ограниченного частотой f_{max} , максималь-

ный шаг считывания (интервал между дискретными значениями входного сигнала) $\Delta\tau_{\max} = 1/(2f_{\max})$, т. е. минимально допустимое число точек считывания

$$k_{\min} = \frac{T_6}{\Delta\tau_{\max}} = 2T_6 f_{\max} \approx \frac{2T_6}{\tau_{\text{и}}}, \quad (2.49)$$

где $T_6 = \Delta t_{\max}$ – интервал, соответствующий максимально измеряемой толщине слоя.

Отсюда согласно формуле (2.48)

$$F_{\text{п min}} \approx \frac{k_{\min}}{T_{\text{м}}} = \frac{2f_{\max}}{M} > \frac{2\Delta t_{\max}}{\tau_{\text{и}}\tau_{\text{к}}}. \quad (2.50)$$

Для рассмотренного в разд. 2.2 примера ($\lambda = 3$ м, $\tau_{\text{и}} = 20$ нс, $H = 200$ м, $W = 100$ м/с) согласно формуле (2.34) $\tau_{\text{к}} = 43$ мс. Принимая $\Delta t_{\max} = 300$ нс, имеем $F_{\text{п min}} > 700$ Гц.

Коррекция сигналов методом обратных фильтров

Длительность и форма сигналов в задачах подповерхностной радиолокации, как правило, определяются частотной характеристикой антенной системы $\dot{K}_{\text{А}}(\omega)$ с учетом реакции близлежащих тел, например корпуса летательного аппарата. Это обычно имеет место как при ударном возбуждении, так и при формировании радиоимпульсов до антенны. Для обеспечения максимального разрешения применяется корректирующий фильтр в виде так называемого обратного фильтра с частотной характеристикой

$$\dot{K}_{\text{К}}(\omega) = \frac{1}{\dot{K}_{\text{А}}(\omega)}. \quad (2.51)$$

Надо иметь в виду, что коррекция имеет смысл лишь в области, где спектральные составляющие сигнала заметно превышают составляющие шума. При использовании одиночных зондирующих импульсов коррекцию можно производить с помощью трансверсального фильтра. При коррекции на кратных частотах следует использовать гребенчатый фильтр и зондирующий сигнал в виде пачки видеоимпульсов (без постоянной составляющей). В связи с этим применительно к измерению толщины морского льда М.И. Финкельштейном предложен метод синтезируемого видеоимпульсного сигнала, при котором пачка видеоимпульсов формируется на гармонических составляющих кратных частот. Данный метод был реализован и испытан с борта вертолета [21].

Дальнейшее снижение минимально измеряемой толщины слоя возможно с помощью сверхразрешения, т. е. разрешения более высокого, чем определяемое критерием Рэлея (2.2) и связанное с тем, что длительность сигнала $\tau_{\text{и}} \approx 1/\Delta f_{\text{с}}$, где $\Delta f_{\text{с}}$ – ширина полосы частот исходного сигнала. Нужное укорочение выходного сигнала можно получить с помощью комбинации дифференцирующих устройств, однако оптимальными с точки зрения неизбежных в этом случае потерь в отношении сиг-

нал/шум являются известные в радиолокации μ и ν укорачивающие фильтры.

Иногда возможны совсем простые приемы сверхразрешения. Например, реализация метода синтезируемого видеоимпульсного сигнала показала, что при большом отношении сигнал/шум толщину льда можно оценивать по степени расширения импульсов относительно эталонного сигнала, отраженного от гладкой водной поверхности, когда не только не выполняется критерий Рэлея, но и вообще отсутствуют признаки раздвоения импульса [38].

Так как подповерхностное радиолокационное зондирование, особенно с земли, является электромагнитным аналогом сейсмического зондирования, то при обработке сигналов для улучшения условий разрешения полезного отраженного сигнала целесообразно использовать, как и для сейсмических сигналов, метод кепстрального анализа.

Кепстральная обработка применительно к зондированию однородного слоя

Как следует из формулы (1.49), коэффициент отражения от слоя (если пренебречь многократными отражениями)

$$\dot{R}(\omega) = \dot{R}_{1-2}(\omega) + [1 - \dot{R}_{1-2}^2(\omega)] \dot{R}_{2-3}(\omega) e^{-2a(\omega)h} \chi \chi e^{-j\omega 2h/v_{\phi}}(\omega), \quad (2.52)$$

где $\dot{R}_{1-2}(\omega)$ и $\dot{R}_{2-3}(\omega)$ — коэффициенты отражения от верхней (1–2) и нижней (2–3) границ слоя соответственно; $a(\omega)$ — коэффициент затухания; $v_{\phi}(\omega)$ — фазовая скорость радиоволн в слое.

Запишем частотную характеристику слоя в виде суммы частотных характеристик, соответствующих прохождению верхнего и нижнего сигналов:

$$\dot{R}(\omega) = \dot{R}_B(\omega) + \dot{R}_H(\omega) e^{-j\omega 2h/v_{\phi}}, \quad (2.53)$$

где полагаем $v_{\phi} = v_{\phi}(\omega) = \text{const}$.

Если $s(t)$ — зондирующий сигнал, а $\dot{S}_S(\omega)$ — его спектр; $x(t)$ — отраженный сигнал, а $\dot{S}_X(\omega)$ — его спектр, то

$$\dot{R}(\omega) = \dot{S}_X(\omega) / \dot{S}_S(\omega). \quad (2.54)$$

Обратное преобразование Фурье выражения (2.54) дает импульсную характеристику слоя, которая содержит информацию о толщине h . При этом фильтр вида $1/S_S(\omega)$ выравнивает частотную характеристику системы, в результате чего происходит максимальное разрешение (определяемое только свойствами среды) при отсутствии шумов. При этом образуются сигналы $g_B(t)$ и $g_H(t - 2h/v)$, близкие к импульсным характеристикам эквивалентных фильтров $\dot{R}_B(\omega)$ и $\dot{R}_H(\omega)$. Недостатком такого метода обработки является необходимость знания зондирующего сигнала, что необязательно при кепстральной обработке.

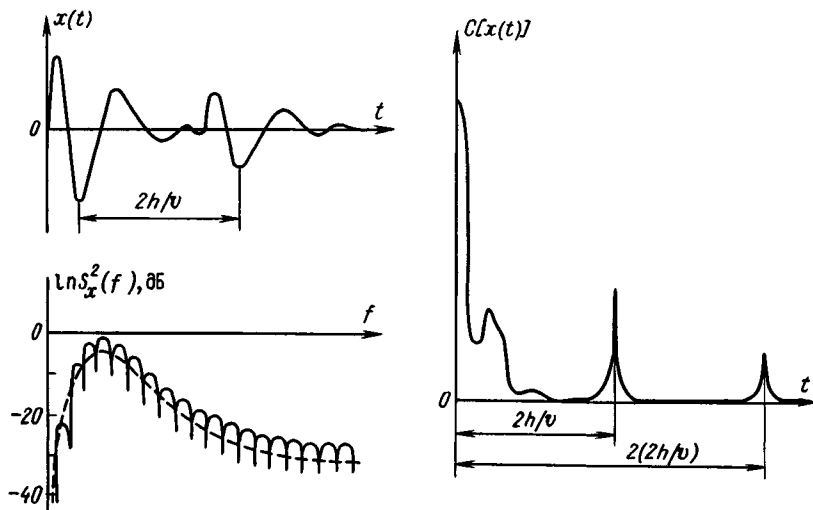


Рис. 28. Кепстральная обработка сигналов:

$x(t)$ — принимаемые сигналы; $C[x(t)]$ — их кепстр

Кепстром мощности называется обратное преобразование Фурье логарифма энергетического спектра, т. е. в данном случае

$$c[x(t)] = \int_0^{\infty} \ln[S_x^2(\omega)] e^{j\omega t} d\omega = \int_0^{\infty} \ln[R^2(\omega)] e^{j\omega t} d\omega + \int_0^{\infty} \ln[S_s^2(\omega)] e^{j\omega t} d\omega. \quad (2.55)$$

Логарифм спектра зондирующего сигнала является медленно меняющейся функцией частоты, а логарифм амплитудно-частотной характеристики коэффициента отражения слоя по мощности

$$\ln[R^2(\omega)] = \ln[R_B^2(\omega)] + \ln\left|1 + \frac{\hat{R}_H(\omega)}{\hat{R}_B(\omega)} e^{-j\omega 2h/v}\right|^2. \quad (2.56)$$

— быстро осциллирующей функцией, связанной с задержкой сигнала, отраженного от нижней границы слоя. Это обеспечивает возможность разделения их кепстров, показанного на рис. 28.

Следует подчеркнуть, что рис. 28 не иллюстрирует улучшения разрешающей способности в полном смысле этого слова, так как при расчете не были учтены шумы и не производилось ограничения полосы частот (весовая обработка) перед обратным преобразованием Фурье. В данном случае речь может идти лишь о возможности четкого разделения преобразованных сигналов, что видно из сравнения $x(t)$ и $C[x(t)]$. Заметим, кроме того, что применение нелинейной операции (логарифмирования) привело к появлению дополнительных составляющих с периодом $2h/v$ ф.

Начальная часть кепстра $C[x(t)]$ включает, как видно из формул

(2.55) и (2.56), кепстр зондирующего сигнала и кепстр импульсной характеристики верхней границы слоя. Первый из них может быть получен с помощью сигнала, отраженного от гладкой водной поверхности. При вычитании этого кепстра из общего кепстра сигнала сохраняется лишь кепстр импульсной характеристики слоя, т. е. заметно уменьшается минимально измеряемая толщина слоя.

Кепстральная обработка с применением авторегрессионного спектрального анализа

При реализации кепстральной обработки вводится весовая обработка, которая определяется полосой сигнала и требуемым уровнем боковых лепестков, а также подавляющий фильтр, например, в виде дифференцирующего звена, подавляющего медленно меняющуюся составляющую логарифма модуля спектральной функции сигнала, отраженного от слоя.

Как известно, современные шифровые методы спектрального анализа — авторегрессионные — обеспечивают значительное повышение разрешения [9]. Это может быть использовано на этапе обратного преобразования Фурье при кепстральной обработке. Сущность авторегрессионных методов заключается в использовании определенной экстраполяции спектра сигнала вне интервала измерения (окна) вместо того, чтобы полагать спектр равным нулю за пределами окна. При этом на основе исходного дискретизированного сигнала строится фильтр, который на выходе сохраняет лишь некоррелированные дискретные составляющие (выбеливающий фильтр), причем степень согласования с сигналом зависит от выбора коэффициента его импульсной характеристики, ее длины (порядок фильтра) и самого сигнала, чем и различаются описанные в литературе авторегрессионные методы.

Для иллюстрации возможностей кепстральной обработки применительно к задачам подповерхностной радиолокации была произведена кепстральная обработка сигналов на ЭВМ. В качестве обрабатываемого сигнала использовался реальный сигнал, полученный при радиолокационном зондировании льда с его поверхности радиопульсами длительностью около 15 нс, близкими к однопериодным.

При расчете кепстров применялись авторегрессионные методы спектрального анализа по различным алгоритмам: Марпла, ковариационному и автокорреляционному. Алгоритм Марпла оказался наилучшим с точки зрения разрешения, однако требует наибольших затрат времени для расчета коэффициентов фильтра.

Так как авторегрессионные ме-

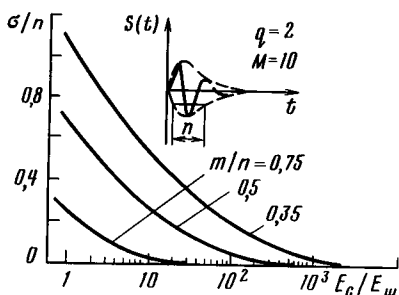


Рис. 29. Относительные средние квадратические ошибки как функции отношения энергий сигнал/шум

тоды спектрального анализа не дают преимущества при малом отношении сигнал/шум [9], то требуется дополнительный анализ влияния шумов. С этой целью исследовалась описанная схема обработки с использованием алгоритма Марпла, в котором рекурсивный предсказующий фильтр имел порядок $M = 10$. Для анализа к сигналу (вида $s(t)$ на рис. 29) добавлялся аддитивный нормальный шум в дискретной форме с различной дисперсией и нулевым средним. Далее, при заданном относительном дискретном интервале задержки m/n (n – дискретная длительность сигнала на уровне 0,5 от огибающей), постоянном отношении q амплитуд верх/низ и различном отношении энергий сигнал/шум ($E_c/E_{ш}$) определялась задержка по рассчитанным кепстрам. Расчеты показали сильное влияние шума на положение и амплитуды максимумов. Среднее квадратическое отклонение задержки σ/n уменьшается в достаточной степени лишь при большом отношении $E_c/E_{ш}$ (см. рис. 29). Например, для $q = 2$ и $m/n = 0,35$ ошибка $\sigma/n < 0,2$ при $E_c/E_{ш} > 20$.

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ПОДПОВЕРХНОСТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМНЫХ ПОКРОВОВ С БОРТА ЛЕТАТЕЛЬНОГО АППАРАТА

3.1. РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ПРОФИЛИ ЗОНДИРУЕМЫХ СРЕД

Способы получения радиолокационных профилей

Радиолокационным профилем будем называть зависимость времени запаздывания отраженных сигналов $t_3(l)$, где $l = Wt$ — путь, пройденный носителем, движущимся со скоростью W над поверхностью зондируемой среды, за время t . При импульсном зондировании в зависимости от типа используемого в радиолокаторе индикаторного устройства радиолокационный профиль может быть получен двумя способами.

В случае осциллографического индикатора с амплитудной отметкой (индикатор типа A) для получения радиолокационного профиля используется амплитудная покадровая фоторегистрация отраженных сигналов. При этом запуск развертки индикатора осуществляется с задержкой на высоту зондирования H , что обеспечивает отображение на экране только сигналов, соответствующих отражению от границ зондируемого слоя. Радиолокационный профиль в этом случае может быть получен по осциллограммам отраженных сигналов путем измерения временных интервалов Δt_j между импульсами, полученными в известных точках l_j трассы зондирования. Пересчет полученных временных интервалов Δt в толщину слоя h , осуществляемый по формуле (2.1), позволяет произвести интерпретацию результатов зондирования.

В случае использования в радиолокаторе индикатора с яркостной отметкой (индикатор типа Z) регистрация радиолокационного профиля, а следовательно и оценка толщины зондируемого слоя h , может осуществляться непосредственно на фотопленке. При этом сигналы с выхода приемного устройства подаются на модулирующий электрод электронно-лучевой трубки (ЭЛТ) индикатора, а фотопленка протягивается с постоянной скоростью $v_{пл}$ в направлении, перпендикулярном к направлению развертки луча (рис. 30). Если скорость протяжки пленки удовлетворяет условию $v_{пл} \leq d_n/T_n$ (d_n — диаметр светового пятна на экране индикатора, T_n — период повторения зондирующих импульсов), то вследствие наложения разверток радиолокационный профиль имеет вид непрерывных яркостных засветок, соответствующих положительным полупериодам регистрируемых сигналов. Горизонтальный масштаб отображения $M_r = v_{пл}/W$, а вертикальный масштаб

$$M_B = v_p \Delta t / h = 2v_p \operatorname{Re} \sqrt{\epsilon/c},$$

т. е. зависит от скорости развертки v_p и диэлектрической проницаемости зондируемой среды ϵ .

Помимо непрерывности отображения толщины слоя h , способ получения радиолокационного профиля с помощью индикатора с яркостной

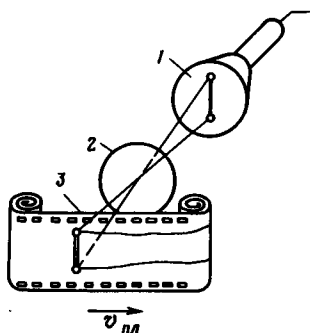


Рис. 30. Получение радиолокационного профиля зондируемой среды при использовании индикатора с яркостной отметкой.

1 — ЭЛТ с яркостной отметкой; 2 — фокусирующая линза; 3 — фотопленка

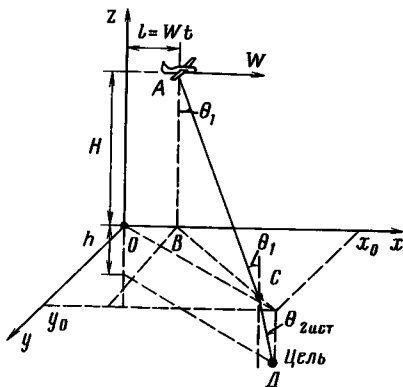


Рис. 31. Определение радиолокационного профиля подповерхностной точечной цели

отметкой характеризуется дополнительным достоинством, связанным с повышением общего энергетического потенциала радиолокатора. При наложении N разверток в результате засветки регистрируемыми сигналами одного и того же участка пленки (в пределах диаметра светового пятна) время экспозиции возрастает до величины $t_э = NT_п$. Это вызывает дополнительное приращение оптической плотности негатива, равное сумме приращений от действия каждого из предыдущих импульсов. Случайные воздействия, например внутренние шумы приемника, вызывают возбуждения пленки в точках, распределенных произвольно вдоль линии развертки, и малые приращения оптической плотности негатива. Результат этого — эффект некогерентного накопления регистрируемых сигналов, что, как известно, обеспечивает выигрыш в отношении сигнал/шум порядка \sqrt{N} . Например, при $d_п = 0,2$ мм, $v_{пл} = 100$ мм/мин и $T_п = 10$ мкс общее число накапливаемых импульсов $N = d_п / (v_{пл} T_п) = 12 \cdot 10^3$, а выигрыш в отношении сигнал/шум $\rho = 10 \lg \sqrt{N} = 20,3$ дБ.

Радиолокационный профиль подповерхностной точечной цели

Рассмотрим радиолокационное подповерхностное зондирование одиночной точечной цели, находящейся на глубине h относительно поверхности зондируемой среды, характеризующейся относительной комплексной диэлектрической проницаемостью $\hat{\epsilon} = \epsilon' (1 - jtg \delta)$. Примем, что поверхность среды совпадает с плоскостью xoy (рис. 31), цель находится в точке $D(x_0, y_0, -h)$, а зондирование производится с борта летательного аппарата, движущегося на высоте H с постоянной скоростью W в направлении координатной оси ox . Тогда для любого произвольно взятого значения пути $l = Wt$, пройденного летательным аппаратом, принима-

емые сигналы будут соответствовать отражению от поверхности зондируемой среды и от подповерхностной цели. В приближении геометрической оптики для сигналов, отраженных от поверхности, время запаздывания $t_3 = 2H/c$ будет постоянным вдоль всей трассы зондирования, тогда как характер изменения времени запаздывания сигналов, отраженных от цели $t_3 = 2D(\Theta)/c$, будет определяться оптической длиной луча АСД, равной

$$D(\Theta) = H/\cos \Theta_1 + h \operatorname{Re} \sqrt{\epsilon'} / \cos \Theta_{2\text{ИСТ}} \quad (3.1)$$

и зависящей от углов падения Θ_1 и преломления $\Theta_{2\text{ИСТ}}$ волны для конкретного значения l . Связь между Θ_1 , $\Theta_{2\text{ИСТ}}$ и l определяется соотношением

$$(H \operatorname{tg} \Theta_1 + h \operatorname{tg} \Theta_{2\text{ИСТ}})^2 = (x_0 - l)^2 + y_0^2, \quad (3.2)$$

смысл которого очевиден из геометрических построений, приведенных на рис. 31. С учетом того, что

$$\operatorname{tg} \Theta_{2\text{ИСТ}} = \frac{\sin \Theta_1}{\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}} \quad (3.3)$$

(см. разд. 1.4), имеем

$$\cos \Theta_{2\text{ИСТ}} = \frac{\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}}{\sqrt{\sin^2 \Theta_1 + (\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1})^2}}. \quad (3.4)$$

Подставляя формулу (3.4) в (3.1), а (3.3) в (3.2) и выражая t_3 и l посредством приведенных выше зависимостей, получаем уравнение радиолокационного профиля подповерхностной точечной цели в параметрической форме

$$t_3(\Theta_1) = \frac{2H}{c} \left[\frac{1}{\cos \Theta_1} + \frac{h}{H} \cdot \frac{\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon' \sqrt{\sin^2 \Theta_1 + (\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1})^2}}}{\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}} \right]; \quad (3.5)$$

$$l(\Theta_1) = x_0 - H \operatorname{tg} \Theta_1 \sqrt{\left(1 + \frac{h}{H} \cdot \frac{\cos \Theta_1}{\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}}\right)^2 - \left(\frac{y_0}{H} \operatorname{ctg} \Theta_1\right)^2}.$$

В случае небольших потерь в среде ($\operatorname{tg} \delta \ll 1$) $\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon'} \approx \sqrt{\epsilon'}$, а $\operatorname{Re} \sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1} \approx \sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}$. При этом уравнение (3.5) упрощается:

$$t_3(\Theta_1) = \frac{2H}{c} \left[\frac{1}{\cos \Theta_1} + \frac{h}{H} \cdot \frac{\epsilon'}{\sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}} \right]; \quad (3.6)$$

$$l(\Theta_1) = x_0 - \sqrt{H \operatorname{tg} \Theta_1 + h \frac{\sin \Theta_1}{\sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}}}.$$

Экстремум этой зависимости, определяющий положение вершины радиолокационного профиля, соответствует $l = x_0$, или времени запаздывания

$$t_{30} = \frac{2}{c} \left[\frac{y_0}{\sin \Theta_1} + \frac{(\epsilon' - 1) h}{\sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}} \right], \quad (3.7)$$

где угол падения Θ_1 определяется из условия

$$y_0 = H \operatorname{tg} \Theta_1 + \frac{h \sin \Theta_1}{\sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}}. \quad (3.8)$$

Вид радиолокационных профилей для подповерхностных целей зависит как от величины относительной комплексной диэлектрической проницаемости $\hat{\epsilon}$ среды, так и от глубины расположения цели h . Полагая $h \operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}} = \text{const}$ и рассматривая крайние значения возможных изменений $\operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}}$ в диапазоне $1 \leq \operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}} < \infty$, получим уравнения радиолокационных профилей, ограничивающих область их возможного расположения при произвольных значениях $\hat{\epsilon}$ и h .

Для $\operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}} \approx \sqrt{\epsilon'} = 1$ из формулы (3.8) получаем $\sin \Theta_1 = y_0 / \sqrt{(H+h)^2 + y_0^2}$. При этом уравнение (3.5) преобразуется к виду

$$\frac{c^2 t_3^2}{(H+h)^2 + y_0^2} - \frac{(l-x_0)^2}{(H+h)^2 + y_0^2} = 1, \quad (3.9)$$

что соответствует уравнению гиперболы с координатами вершины $l = x_0$ и

$$t_{30} = \frac{2}{c} \sqrt{(H+h)^2 + y_0^2}. \quad (3.10)$$

В случае $\operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}} \rightarrow \infty$ уравнение (3.5) после предельного перехода и преобразований также принимает вид уравнения гиперболы

$$\frac{c^2 (t_3 - 2h \operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}}/c)^2}{H^2 + y_0^2} - \frac{(l-x_0)^2}{H^2 + y_0^2} = 1, \quad (3.11)$$

координаты вершины которой $l = x_0$ и

$$t_{30} = \frac{2}{c} (\sqrt{H^2 + y_0^2} + h \operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}}). \quad (3.12)$$

Для $y_0 = 0$ соотношения (3.10) и (3.12) дают одинаковый результат

$$t_{30} = \frac{2}{c} (H+h \operatorname{Re} \sqrt{\hat{\epsilon}}), \quad (3.13)$$

что свидетельствует о том, что независимо от величины относительной

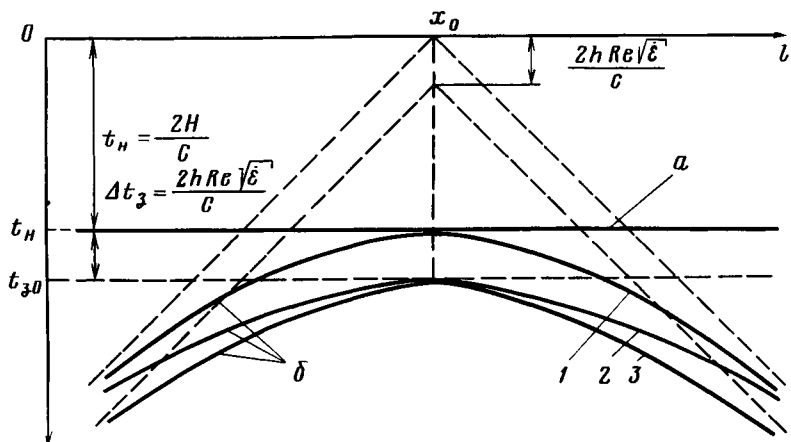


Рис. 32. Радиолокационные профили границы воздух – среда (а) и точечного отражателя (б) при различных значениях h , y_0 и $Re\sqrt{\epsilon}$:

1 – $h = 0, y_0 = 0$; 2 – $h = 0, y_0 \neq 0$; 3 – $h Re\sqrt{\epsilon}/H = 0,25, y_0 = 0$

комплексной диэлектрической проницаемости среды вершины радиолокационных профилей подповерхностных целей, находящихся в плоскости зондирования, будут всегда совпадать (при условии $h Re\sqrt{\epsilon} = \text{const}$). Для целей, расположенных на поверхности среды ($h = 0$), уравнение радиолокационного профиля имеет вид

$$\frac{c^2 t_3^2 / 4}{H^2 + y_0^2} - \frac{(l - x_0)^2}{H^2 + y_0^2} = 1, \quad (3.14)$$

что соответствует уравнению гиперболы с координатами вершины $l = x_0$ и

$$t_{30} = \left(\frac{2}{c}\right) \sqrt{H^2 + y_0^2}.$$

Из сопоставления этой формулы с (3.13) видно, что одно и то же значение t_{30} может быть как при расположении цели на поверхности зондируемой среды, так и при ее размещении на глубине h . Радиолокационные профили, соответствующие подповерхностной цели (3.11) и цели, находящейся на поверхности (3.14), различаются лишь крутизной своих ветвей, что иллюстрируется рис. 32. Поэтому при интерпретации результатов зондирования возникает необходимость выявления соответствия принадлежности зарегистрированных сигналов поверхностным или подповерхностным отражениям. Такое соответствие может быть установлено по результатам зондирования с различных высот путем сопоставления характера изменения временного интервала $\Delta t_3 = t_{30} - 2H/c$ между вершиной радиолокационного профиля цели и радиолокационным профилем поверхности зондируемой среды. Для подповерхностных целей,

находящихся в плоскости зондирования, при изменении высоты полета $\Delta t_3 = 2h \operatorname{Re} \sqrt{\epsilon}/c = \text{const}$, в то время как для целей, находящихся на поверхности среды,

$$\Delta t_3 = \frac{2}{c} (\sqrt{H^2 + y^2} - H) \approx \frac{2}{c} \left[\left(H + \frac{y^2}{2H} \right) - H \right] = \frac{y^2}{2H}. \quad (3.15)$$

т. е. изменение разности ординат соответствующих радиолокационных профилей обратно пропорционально высоте полета летательного аппарата H .

Влияние крупномасштабных неоднородностей рельефа поверхности на результаты радиолокационного подповерхностного зондирования слоистых земных покровов

Наличие крупномасштабных неоднородностей рельефа поверхности зондируемых сред приводит к появлению дополнительных сигналов, соответствующих отражению от элементов рельефа. Для иллюстрации характера изменения радиолокационного профиля рассмотрим зондирование слоя толщиной h с неровной, но в среднем плоской верхней границей (рис. 33). Рельеф поверхности будем описывать одномерной функцией $z = \xi(x)$, считая, что $|d\xi/dx| \leq 1$. При зондировании такой среды с борта самолета наряду с сигналами, отраженными от нижней границы слоя, будут приниматься сигналы, соответствующие отражению от участков поверхности, ориентированных перпендикулярно к направлению облучения. Время запаздывания этих сигналов $t_3 = 2D(l)/c$ определяется наклонной дальностью

$$D(l) = \sqrt{[H - \xi(x)]^2 + (l - x)^2} \quad (3.16)$$

до соответствующих элементов поверхности. С учетом формулы (3.16) имеем

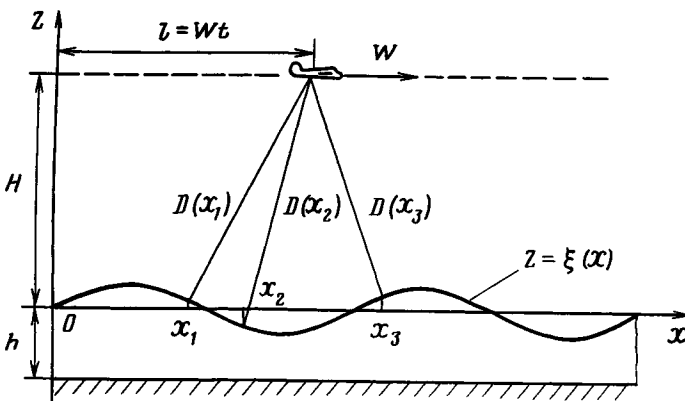


Рис. 33. Оценка влияния крупномасштабных неоднородностей рельефа поверхности на результаты зондирования

$$t_3(l) = \frac{2}{c} \sqrt{[H - \xi(x)]^2 + (l - x)^2}. \quad (3.17)$$

При этом координата x точки отражения должна удовлетворять уравнению нормали к поверхности

$$z - \xi(x) = - \frac{l - x}{d\xi/dx}. \quad (3.18)$$

Поскольку для траектории движения летательного аппарата $z = H$, то из формул (3.17) и (3.18) можно получить уравнение радиолокационного профиля поверхности зондируемой среды в параметрической форме

$$l(x) = x - \frac{d\xi}{dx} [H - \xi(x)]; \quad (3.19)$$

$$t_3(x) = \frac{2[H - \xi(x)]}{c} \sqrt{1 - \left(\frac{d\xi}{dx}\right)^2}.$$

Что касается радиолокационного профиля нижней границы, то он может быть получен с учетом того, что сигналы, отраженные от нее, будут приниматься только при полете над участками поверхности, где $d\xi/dx = 0$. При этом, как следует из формулы (3.19), $l(x) = x$, а $t_3 = 2(H + \xi)/c$.

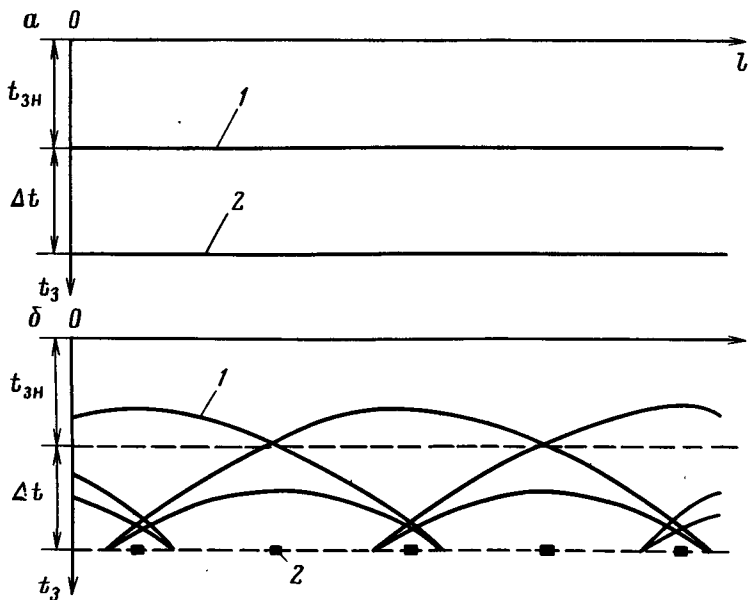


Рис. 34. Радиолокационные профили верхней (1) и нижней (2) границ слоя

На рис. 34 показаны радиолокационные профили зондируемой среды, верхняя граница которой описывается функцией $\xi(x) = a \sin x$ для случаев $a/H = 0$ (рис. 34, а) и $a/H = 0,2$ (рис. 34, б). Как видно из представленных данных, если поверхность зондируемой среды абсолютно гладкая ($a = 0$), радиолокационный профиль однозначно отображает толщину слоя h и не зависит от высоты зондирования H . При наличии неоднородностей рельефа поверхности ($a \neq 0$) радиолокационный профиль верхней границы имеет сложную зависимость от высоты зондирования H , а радиолокационный профиль нижней границы вырождается в последовательность дискретных отметок, соответствующих пролету носителем участков экстремальных значений функции $\xi(x)$.

В реальных условиях радиолокационные профили, соответствующие отражению сигналов от элементов поверхности, могут накладываться на отражения от подповерхностных целей, маскируя последние. При этом возможны случаи, когда положение и форма радиолокационных профилей, соответствующих поверхностным и подповерхностным отражателям, практически полностью совпадают, что существенно усложняет интерпретацию результатов зондирования. Кардинальным путем уменьшения влияния на результаты зондирования отражений от элементов рельефа поверхности является повышение направленных свойств используемых антенн. Возможные пути решения этой задачи в условиях использования широкополосных зондирующих сигналов рассматриваются ниже.

3.2. ДОПЛЕРОВСКАЯ ФИЛЬТРАЦИЯ ОТРАЖЕННЫХ СИГНАЛОВ ПРИ РАДИОЛОКАЦИОННОМ ПОДПОВЕРХНОСТНОМ ЗОНДИРОВАНИИ ЗЕМНЫХ ПОКРОВОВ

Сужение диаграммы направленности антенны при помощи доплеровской фильтрации

Пусть летательный аппарат, с которого производится зондирование, движется на высоте H над неровной поверхностью зондируемой среды с постоянной скоростью W в направлении координатной оси x (рис. 35). Зондирующий сигнал запишем в виде

$$\dot{U}_3(t) = \dot{U}_{m3} e^{j\omega_0 t}, \quad (3.20)$$

а поверхность зондируемой среды представим в виде модели дискретных отражателей, размещенных в плоскости xoy . Тогда для элементарного отражателя, находящегося в точке $P(x_j, y_j)$, отраженный сигнал

$$\dot{U}_{отр}(t) = \dot{U}_{mотр} e^{j\omega(t - t_3)}, \quad (3.21)$$

где $\dot{U}_{mотр} = \dot{U}_{mотр} e^{j\varphi_{отр}}$ — комплексная амплитуда принимаемого сигнала, учитывающая потери на расхождение фронта волны и отражение; $\varphi_{отр}$ — фазовый сдвиг сигнала при отражении; t_3 — время запаздывания, определяемое, в соответствии с (3.14), в виде

$$t_3 = \frac{2\sqrt{(H^2 + y_j^2) + (x_j - l)^2}}{c}. \quad (3.22)$$

Так как в пределах облучаемой площади, ограниченной шириной диаграммы направленности приемопередающей антенны, обычно выполняется соотношение $(H^2 + y_j^2) \gg (x_j - l)^2$, то

$$t_3 \approx \frac{2\sqrt{H^2 + y_j^2}}{c} \left[1 + \frac{(x_j - l)^2}{2(H^2 + y_j^2)} \right]. \quad (3.23)$$

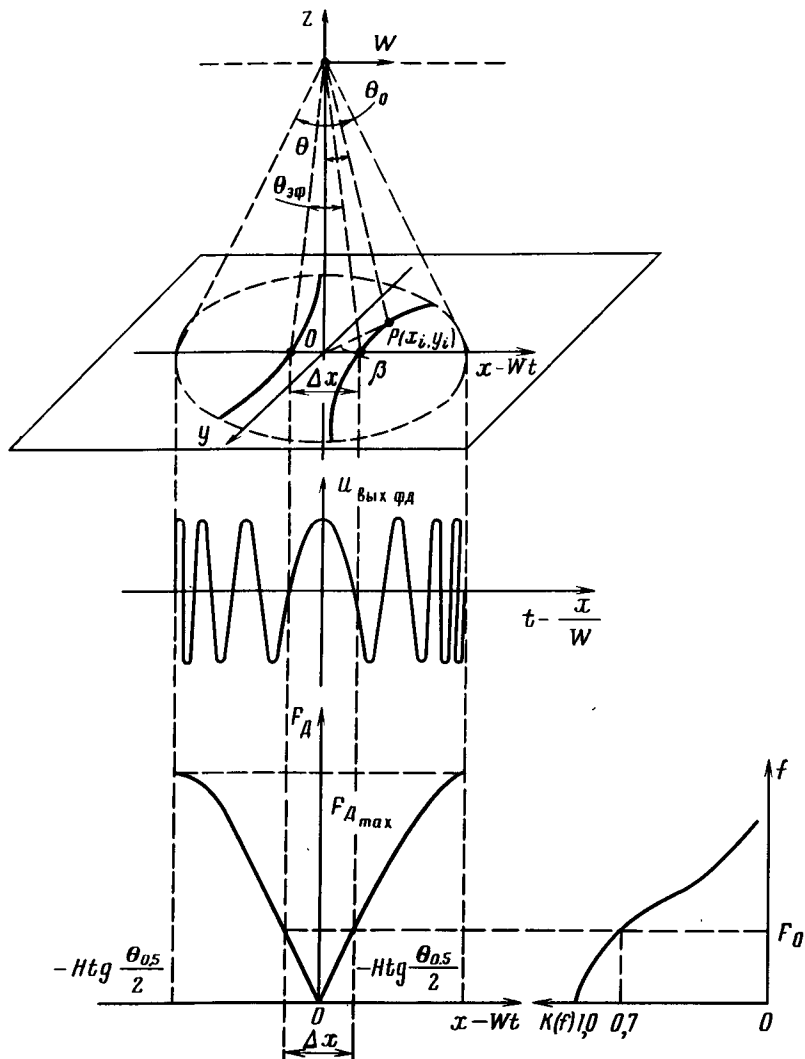


Рис. 35. Схема, поясняющая принцип сужения диаграммы направленности антенной системы путем фильтрации доплеровских частот

Подставляя соотношение (3.23) в (3.21) и учитывая, что $l = Wt$, имеем

$$\dot{U}_{\text{отр}}(t) = U_{m\text{отр}} \exp j \left[\omega_0 t - \frac{2\pi W^2}{\lambda_0 \sqrt{H^2 + y_j^2}} \left(t - \frac{x_j}{W} \right)^2 - \varphi_0 \right], \quad (3.24)$$

где $\lambda_0 = c/f_0$; $f_0 = \omega/2\pi$, а

$$\varphi_0 = \frac{2\omega_0}{c} \sqrt{H^2 + y_j^2} - \varphi_{\text{отр}}. \quad (3.25)$$

Выражение (3.24) соответствует частотно-модулированному сигналу. Его фаза

$$\psi(t) = \omega_0 t - \frac{2\pi W^2}{\lambda_0 \sqrt{H^2 + y_j^2}} \left(t - \frac{x_j}{W} \right)^2 - \varphi_0, \quad (3.26)$$

а частота

$$\omega(t) = \frac{d\psi}{dt} = \omega_0 - \frac{4\pi W^2}{\lambda_0 \sqrt{H^2 + y_j^2}} \left(t - \frac{x_j}{W} \right) \quad (3.27)$$

изменяется по линейному закону. Появление в отраженном сигнале линейной частотной модуляции (ЛЧМ) связано с изменением доплеровского сдвига частоты $F_d = (2W/\lambda_0) \sin \Theta \cos \beta$ (Θ, β — угловые координаты точки $P(x_j, y_j)$ см. рис. 35) при движении летательного аппарата по трассе зондирования. Выделение доплеровских частот в когерентных РЛС осуществляется с помощью синхронного (фазового) детектора, на входы которого подаются принимаемый сигнал (3.24) и опорный немодулированный сигнал вида (3.20), формируемый с помощью специального генератора — когерентного гетеродина. При этом на выходе фазового детектора образуется сигнал

$$\begin{aligned} U_{\text{фд}}(t) &= \kappa_d U_{m\text{отр}} \cos [\omega_0 t - \psi(t)] = \\ &= \kappa_d U_{m\text{отр}} \cos \left[\frac{2\pi W}{\lambda_0 \sqrt{H^2 + y_j^2}} \left(t - \frac{x_j}{W} \right) + \varphi_0 \right], \end{aligned} \quad (3.28)$$

где $\kappa_d = 0,3 \div 0,9$ — коэффициент детектирования.

На рис. 35 представлена временная зависимость напряжения на выходе фазового детектора и характер изменения доплеровских частот F_d для случая $\varphi_0 = 0$ и расположения элементарного отражателя на оси ox ($y_j = 0$), соответствующего максимальной скорости изменения доплеровского сдвига частоты. Фильтрация нулевых доплеровских частот, осуществляемая, например, с помощью фильтра нижних частот (ФНЧ) с шириной полосы пропускания F_0 , ограничивает область приема отраженных сигналов вдоль оси ox участком Δx , что эквивалентно сужению диаграммы направленности до значения $\Theta_{\text{эф}} = 2 \arctg (\Delta x / 2H)$. Выберем величину

Δx так, чтобы максимальный фазовый сдвиг между сигналами, отраженными от элементов поверхности, находящихся в пределах этого участка, был не более $\pi/2$. В этом случае изменение наклонной дальности ограничено значением $\Delta D = (H + \lambda_0/8)$, а

$$\Delta x = \frac{\sqrt{16H\lambda_0 + \lambda_0^2}}{4} \approx \sqrt{H\lambda_0}. \quad (3.29)$$

Соответствующая полоса пропускания ФНЧ $F_0 \approx W/\sqrt{H\lambda_0}$. С учетом формулы (3.29) эффективная ширина диаграммы направленности приемопередающей антенны в направлении движения летательного аппарата

$$\Theta_{3\phi} \approx \Delta x/H = \sqrt{\lambda_0/H}. \quad (3.30)$$

Полоса пропускания F_0 фильтра нижних частот устройства доплеровской фильтрации определяет положение на границах слоя изочастотных линий $F_D = \pm F_0$, ограничивающих область приема сигналов, отраженных от элементов поверхности. Для произвольной точки с координатами $(x, y, -h)$, находящейся на нижней границе слоя толщиной h , временная зависимость фазы отраженного сигнала $\psi(t) = \omega_0 t_3$ в соответствии с выражениями (3.6) может быть представлена в виде параметрических соотношений

$$\psi(\Theta_1) = \frac{4\pi H}{\lambda_0} \left[\sec \Theta_1 + \frac{\epsilon' h}{H\sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}} \right]; \quad (3.31)$$

$$t_3(\Theta_1) = \frac{l(\Theta_1)}{W} = \frac{1}{W} \left[x - \sqrt{\left(H \operatorname{tg} \Theta_1 + \frac{h \sin \Theta_1}{\sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}} \right)^2 + y^2} \right].$$

Соответствующий доплеровский сдвиг частоты

$$F_D = \frac{2W}{\lambda_0} \sin \Theta_1 \frac{\sqrt{\left(H \operatorname{tg} \Theta_1 + \frac{h \sin \Theta_1}{\sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}} \right)^2 + y^2}}{H \operatorname{tg} \Theta_1 + \frac{h \sin \Theta_1}{\sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}}}. \quad (3.32)$$

Задавшись $F_D = F_0$, в соответствии с формулами (3.31) и (3.32), найдем параметрическое уравнение геометрического места точек, находящихся на нижней границе слоя и удовлетворяющих принятому условию,

$$x = \frac{\lambda_0 F_0}{2W} \left(\frac{H}{\cos \Theta_1} + \frac{h}{\sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}} \right);$$

$$y = \sqrt{\sin^2 \Theta_1 - \frac{\lambda_0^2 F_0^2}{4W^2}} \left(\frac{H}{\cos \Theta_1} + \frac{h}{\sqrt{\epsilon' - \sin^2 \Theta_1}} \right). \quad (3.33)$$

Исключая из формулы (3.33) Θ_1 , получим уравнение изочастотных линий $F_D = \pm F_0$

$$\frac{H}{\sqrt{x^2 \left(\frac{4W^2}{\lambda_0^2 F_0^2} - 1 \right) - y^2}} + \frac{h}{\sqrt{x^2 \left(\frac{4W^2 \epsilon'}{\lambda_0^2 F_0^2} - 1 \right) - y^2}} = 1 \quad (3.34)$$

Для верхней границы слоя ($h = 0$) из формулы (3.34) получим

$$\left(\frac{4W^2}{\lambda_0^2 F_0^2} - 1 \right) \frac{x^2}{H^2} - \frac{y^2}{H^2} = 1, \quad (3.35)$$

что соответствует уравнению гиперболы с мнимой осью, ориентированной вдоль координатной оси oy . Отсюда следует, что применение доплеровской фильтрации повышает угловую разрешающую способность только в направлении движения летательного аппарата. В направлении, перпендикулярном к направлению полета, угловая разрешающая способность по-прежнему определяется шириной диаграммы направленности приемопередающей антенны. Если $H/\lambda_0 \gg 1$, а $F_0 = W/\sqrt{H\lambda_0}$, то уравнение (3.35) принимает вид

$$\frac{x^2}{0,25\lambda_0 H} - \frac{y^2}{H^2} = 1. \quad (3.36)$$

Характер изменения размеров площади, эффективно участвующей в формировании отраженных сигналов, иллюстрируется рис. 36, где показаны линии равных доплеровских частот на поверхности зондируемой среды, построенные в соответствии с уравнением (3.36). Что касается нижней границы, то положение изочастотных линий, как следует из формулы (3.34), зависит от конкретных электрофизических характеристик зондируемой среды ϵ' и h . Расчеты показывают, что, в целом, изочастотные линии на нижней границе имеют вид, близкий к показанному на рис. 36. При этом происходит расширение линейного участка $\Delta x'$, определяющего угловую разрешающую способность в направлении полета летательного аппарата. Полагая в формуле (3.34) $y = 0$ и $F_0 = W/\sqrt{H\lambda_0}$, получим

$$\Delta x' \approx \sqrt{\lambda_0 H} \left(1 + \frac{h}{H\sqrt{\epsilon'}} \right). \quad (3.37)$$

Отсюда степень ухудшения угловой разрешающей способности на нижней границе слоя

$$\delta x = \frac{\Delta x' - \Delta x}{\Delta x} = \frac{h}{H\sqrt{\epsilon'}}. \quad (3.38)$$

Для $h/H \leq 0,5$ и $\epsilon' \geq 2$ величина $\delta x \leq 0,35$, что можно считать несущественным при практической реализации рассматриваемого метода обработки.

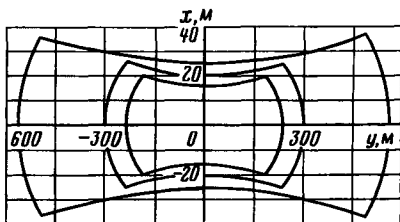
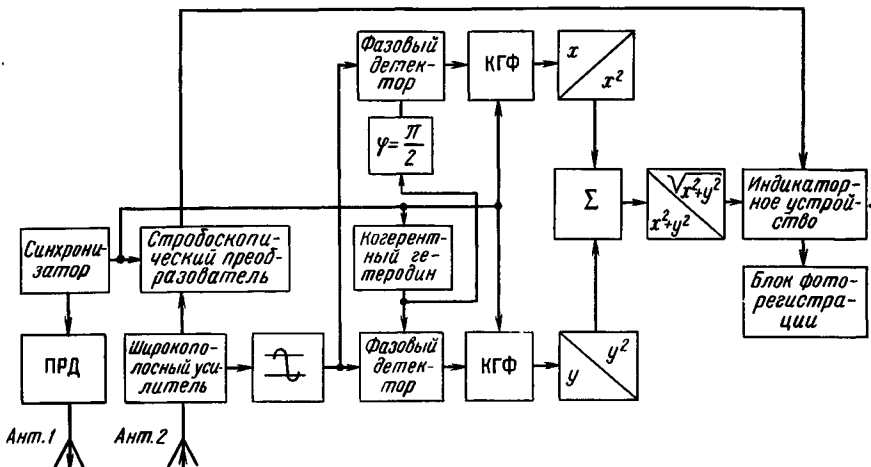


Рис. 36. Положение на поверхности зондируемой среды линий равных доплеровских частот для $\lambda = 5$ м и высот полета 200, 300, 500 м

Рис. 37. Структурная схема экспериментального макета бортового радиолокатора с фильтрацией доплеровских частот



Особенности технической реализации радиолокатора подповерхностного зондирования с доплеровской фильтрацией

Практическая реализация фильтрации нулевых доплеровских частот требует исключения влияния неизвестной начальной фазы φ_0 , что может быть реализовано за счет использования двух квадратурных каналов обработки отраженного сигнала. Поскольку зондирующий сигнал представляет собой последовательность когерентных радиоимпульсов, обеспечивающих требуемое разрешение по глубине, в каждом из квадратурных каналов должна осуществляться селекция отраженных сигналов по дальности (глубине). Для этого можно использовать коммутируемые RC-фильтры.

На рис. 37 представлена структурная схема когерентного радиолокатора с доплеровской фильтрацией, используемого в наших экспериментальных работах по зондированию земных покровов. Передатчик (ПРД) выполнен как генератор видеоимпульсов длительностью 7 нс и амплитудой 450 В, которые используются для ударного возбуждения передающей антенны (Ант. 1). В результате этого формируются зондирующие радиоимпульсы длительностью $\tau_{0,5} \approx 50$ нс на несущей частоте $f_0 \approx 60$ МГц. Отраженные сигналы с выхода приемной антенны (Ант. 2) усиливаются в широкополосном усилителе и через стробоскопический преобразователь

поступают на вход индикатора. С выхода того же усилителя отраженные сигналы после двухстороннего ограничения по амплитуде поступают в схему когерентной обработки, включающую два квадратурных канала. В каждом из них имеются фазовый детектор, видеоимпульсный накопитель и квадратор. В качестве накопителей в обоих каналах используются пятнадцатиканальные коммутируемые гребенчатые фильтры (КГФ) с параллельным стробоскопическим преобразованием входных сигналов. Опорные напряжения, необходимые для работы фазовых детекторов квадратурных каналов, формируются с помощью специального генератора — когерентного гетеродина, фазируемого в каждом из периодов повторения зондирующих радиоимпульсов. Выходные сигналы обоих квадратурных каналов суммируются в сумматоре (Σ) и через устройство извлечения корня квадратного поступают на индикацию. Индикаторное устройство включает индикаторы с линейной разверткой, имеющие амплитудную и яркостные отметки. Это обеспечивает возможность одновременной фоторегистрации как самих отраженных сигналов, так и радиолокационного профиля зондируемых объектов при использовании стробоскопической и когерентной обработок.

Энергетический потенциал радиолокатора в режиме стробоскопической обработки отраженных сигналов составляет 120 дБ, в режиме когерентной обработки — 168 дБ.

Сужение диаграммы направленности антенной системы в плоскости, перпендикулярной к направлению полета летательного аппарата

Повышение направленных свойств антенных систем связано, как известно, с увеличением раскрыва используемых антенн. В рассматриваемом случае сужение диаграммы направленности в направлении полета реализуется за счет доплеровской фильтрации, а физические размеры антенн ограничиваются возможностью размещения их на борту летательного аппарата. В этих условиях сужение диаграммы направленности в плоскости, перпендикулярной к направлению полета, наиболее просто реализуется при использовании интерферометрической приемной антенны, состоящей из двух антенн, разнесенных в плоскости, перпендикулярной к направлению полета носителя, на расстояние L , превышающее в несколько раз линейный размер раскрыва каждой из них. В качестве приемных антенн удобно использовать активные антенны-усилители, характеризующиеся собственными диаграммами направленности $F_{1, 2}(\Theta)$, а также уменьшенными размерами раскрыва при достаточно высоких характеристиках широкополосности и чувствительности.

Устранение неоднозначности результирующей диаграммы направленности интерференционной антенной системы может быть обеспечено при использовании фазовой суммарно-разностной обработки отраженных сигналов. При этом в каждый из квадратурных каналов радиолокатора с доплеровской фильтрацией вводятся по два фазовых детектора, на сигнальные входы которых подаются сигналы с выходов соответствующих приемных антенн. Выходные напряжения фазовых детекторов объединяются в суммарном и разностном каналах, в результате чего образу-

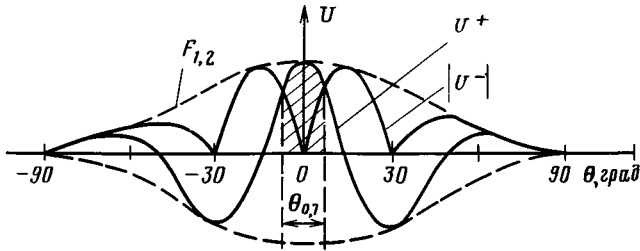


Рис. 38. Пояснение принципа сужения диаграммы направленности антенной системы в плоскости, перпендикулярной к направлению полета ЛА

ются напряжения $U^+(t) \sim \cos\left(\frac{\pi L}{\lambda} \sin \Theta\right)$ и $U^-(t) \sim \sin\left(\frac{\pi L}{\lambda} \sin \Theta\right)$ соответственно. Напряжение $U^-(t)$ приводится к одной полярности, соответствующей модульным значениям $|U^-(t)|$, после чего сравнивается с напряжением $U^+(t)$. Отраженные сигналы на выходе схемы сравнения появляются только в том случае, если $U^+(t) \geq |U^-(t)|$. Таким образом, на накопители квадратурных каналов проходят только сигналы, соответствующие отражению в узком угловом секторе $\Theta_{0,7}$, что эквивалентно получению результирующей диаграммы направленности $F_{рез}(\Theta)$ с шириной луча $\Theta_{экр} = \Theta_{0,7}$.

Принцип эквивалентного сужения диаграммы направленности в плоскости, перпендикулярной к направлению полета, поясняется рис. 38 для наиболее оптимального случая конструктивного расположения антенн на борту летательного аппарата $L = 2\lambda$. Данному случаю соответствует ширина эквивалентной диаграммы направленности $\Theta_{экр} \approx 14^\circ$.

Экспериментальное исследование макета радиолокатора, в котором реализован рассмотренный выше принцип сужения диаграммы направленности в двух плоскостях, проводилось во время выполнения работ по измерению глубины залегания грунтовых вод на территории Казахстана.

3.3. РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ПОДПОВЕРХНОСТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНИИ

Общая характеристика экспериментальных работ

Исследование возможности измерения с борта летательного аппарата глубины залегания водоносных горизонтов проводилось в пустынных районах Туркмении [22, 23]. В качестве основной экспериментальной базы был выбран район низменных Каракумов, где относительно простое геологическое строение четвертичной толщи в сочетании с особой сухостью пород зоны аэрации и отсутствием сплошного растительного покрова создает благоприятные условия для практического применения методов радиолокационного подповерхностного зондирования. В районе работ развиты отложения каракумской свиты и хвалынского моря четвертичного возраста. Аллювиальные отложения каракумской свиты

Таблица 3

Условный номер маршрута	Характеристики маршрутов			Число полетов	Условия зондирования		
	Протяженность L , км	Рельеф поверхности	Глубина УГВ h , м		Температура воздуха t , °С	Высота полета H , м	Скорость ПА W , км/ч
1	20	Редкая растительность, гряды барханов	10–12	2	35	300–400	160
2	16	Барханы	4–8	6	38	200–400	160
3	4	Спокойный	10–32	7	38	200–400	160
4	13	Спокойный	5–30	1	32	400	160
5	36	Барханы, растительность	5–20	2	35	200–400	160

представлены мощной (местами до 200 м) толщей песков с подчиненными прослоями плотных глин и суглинков, содержат единый высокоминерализованный водоносный горизонт, включающий отдельные линзы пресных и слабосоленых вод. Песчаные отложения хвалынского яруса (мощность 15–20 м) на большей части территории перекрывают каракумскую свиту. Обе толщи сходны по составу и на 80–85 % состоят из песков мелкозернистой фракции с преобладанием кварца и полевого шпата. Глины, как правило, состоят из гидрослюд. Золовые отложения, представляющие собой продукт переработки ветром песков каракумской и хвалынской толщ, по минералогическому составу аналогичны разрушенным материнским породам. Мощность золовых отложений зависит от размеров слагаемых ими форм рельефа и колеблется в широких пределах.

Экспериментальные работы [20] проводились в западной части низменных Каракумов над Ясханской линзой пресных вод, имеющей важное хозяйственное значение. Маршруты зондирования выбирались на участках с известным геологическим строением и пересекали участки с интенсивно развитым поверхностным рельефом в форме закрепленных растительностью гряд, бугров и перевеваемых барханов высотой от 6 до 15 м. Работы выполнялись с борта самолета и вертолета по пяти маршрутам общей протяженностью 89 км.

Характеристика маршрутов зондирования и условий проведения экспериментов представлена в табл. 3 (данные о глубине уровня грунтовых вод соответствуют результатам измерений в местах расположения водозаборных скважин).

Для исключения влияния ложных отражений отдельные маршруты выполнялись на различных высотах, а при интерпретации результатов зондирования учитывались только те отраженные сигналы, временной интервал Δt между которыми не менялся при изменении высоты полета.

Таблица 4

Условный номер маршрута	Характеристики маршрутов				Условия зондирования			
	Район работ	L , км	Характер зондируемой среды	h , м	t , °С	Число полетов	H , м	W , км/ч
1	г. Кизил-Арват	4	Однородный песчаный грунт	7–18	23–28	4	400, 500	150–160
2	пос. Геок-Тепе	12	Пески, супеси, линзы глин	5–30	20–25	6	400, 500	150–160
3	г. Теджен	9	То же	—	30–32	5	400, 500	160
4	г. Мары	25	”	—	28–30	8	400, 500	150

Последующие работы проводились в юго-восточной части пустыни Каракум в районе Каракумского канала с целью оценки степени влияния утечки вод канала на изменение гидрогеологического режима прибрежной зоны. Учитывая опыт предшествующих экспериментов при выполнении данных исследований для уменьшения влияния отражений от неровностей рельефа поверхности использовался радиолокатор, в котором было реализовано сужение диаграммы направленности в направлении полета самолета методом фильтрации нулевых доплеровских частот. При этом выбранный режим работы устройства доплеровской фильтрации обеспечивал в диапазоне изменений высот полета от 400 до 500 м сужение диаграммы направленности до значений $\Theta_{эф} = 7^\circ \div 8^\circ$, а специальный блок фоторегистрации позволял осуществлять как амплитудную покадровую, так и непрерывную яркостную фотозапись отраженных сигналов.

Работы выполнялись с борта самолета при полетах по четырем маршрутам общей протяженностью 60 км. Характеристика маршрутов зондирования и условий проведения работ дана в табл. 4.

Результаты зондирования песчаного грунта в районе Ясханской линзы пресных вод

Летные эксперименты по зондированию песчаного грунта в районе Ясханской линзы пресных вод выполнялись с использованием радиолокатора, в котором для формирования зондирующих радиоимпульсов длительностью $\tau_{0,5} \approx 50$ нс с частотой $f_0 \approx 70$ МГц использовался метод ударного возбуждения антенн видеоимпульсами длительностью 7 нс амплитудой 450 В. Видеоимпульсы формировались в передатчике (ПРД) при воздействии импульсов синхронизатора. Отраженные сигналы, принимаемые приемной антенной, усиливались в широкополосном видеоусилителе и поступали на вход стробоскопического преобразователя. Запуск генератора быстрого пилообразного напряжения стробоскопического преобразователя осуществлялся импульсами синхронизатора, задержанными на время, пропорциональное высоте полета H , а в качестве медлен-

ного пилообразного напряжения использовалось напряжение генератора развертки осциллографического индикатора с амплитудной отметкой. Фоторегистрация отраженных сигналов осуществлялась с помощью автоматической фотокамеры путем периодического фотографирования экрана индикатора. Энергетический потенциал радиолокатора составлял 120 дБ.

Анализ данных гидрогеологических исследований [27], выполненных ранее в районе проведения экспериментальных работ, показывает, что влажность песчаного грунта зоны аэрации существенно меняется с глубиной. Так, согласно [27], на участках закрепленных песков можно выделить три характерные зоны влажности: верхняя зона (мощностью около 5 м) с влажностью менее 1 %; средняя зона (мощностью 10–30 м) с влажностью 0,4–1,5 %; нижняя зона (зона капиллярной каймы), характеризующаяся полным влагонасыщением. Таким образом, с точки зрения электродинамики зона аэрации (особенно на участках, покрытых растительностью) должна рассматриваться в рамках модели неоднородного слоя, а при пересчете временных интервалов Δt в толщину h по формуле (2.1) должны использоваться усредненные значения скорости распространения радиоволн в слое $\bar{v} = c/Re\sqrt{\epsilon_{эф}}$.

Как показали проведенные эксперименты, при полетах над участками со сравнительно ровной однородной поверхностью (маршруты 3, 4) отраженные сигналы имеют вид двух отдельно фиксируемых импульсов, соответствующих отражению от границ воздух – песок и песок – грунтовые воды. Это позволяет оценивать мощность зоны аэрации (глубину залегания уровня грунтовых вод) непосредственно по радиолокационному профилю, построенному по результатам зондирования в отдельных точках маршрута. Оценка глубины залегания уровня грунтовых вод (УГВ), выполненная в соответствии с формулой (2.1) для $v = 150$ м/мкс ($Re\sqrt{\epsilon_{эф}} = 2$), хорошо согласуется с геологическими данными на всех маршрутах зондирования.

При полетах над участками с неровной поверхностью (маршруты 1, 2, 5) сигналы, отраженные от границы песок – грунтовые воды, сильно флуктуируют по амплитуде. При этом наблюдаются довольно интенсивные помехи в виде отражений от неровностей рельефа поверхности зондируемой среды, появление которых, как правило, связано с полным исчезновением сигналов, отраженных от подповерхностных границ. Неоднородность структуры зондируемых сред по глубине приводит к проявлению дополнительных отражений от литологических границ. В частности, для всех маршрутов зондирования характерным является то, что наличие локальных включений глинистых и суглинистых прослоев, а также изменение гранулометрического состава песчаного грунта приводит к заметному ослаблению и даже полному исчезновению сигналов, соответствующих отражениям от водоносного горизонта.

В табл. 5 представлены результаты обработки данных зондирования по всем исследовавшимся маршрутам.

Как видно из данных табл. 5, результаты зондирования неодинаковы. Лучшие результаты получены на маршрутах 3 и 4 (72 % и 65 % сигналов

Таблица 5

Условный номер маршрута	N	$N_{\Delta t}/N, \%$	$N_{\text{угв}}/N, \%$	$h_{\text{угв}}, \text{ м}$	$\overline{\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}}}$	$\Gamma_{\text{эф}}, \text{ дБ/м}$
1	526	56	31	10–15	2	0,53
2	438	38	24	5–32	2	1,20
3	244	72	37	7,7–24	2	0,61
4	108	65	36	7,0–28	2	0,27
5	425	46	30	9–15	2	0,46

Примечание. N — число осциллограмм отраженных сигналов, полученных при полетах по данному маршруту; $N_{\Delta t}$ — число осциллограмм сигналов, интерпретировавшихся при обработке как отражения от подповерхностных неоднородностей; $N_{\text{угв}}$ — число осциллограмм сигналов, соответствующих отражениям от уровня грунтовых вод; $h_{\text{угв}}$ — глубина залегания грунтовых вод по данным радиолокационного зондирования; $\overline{\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}}}$ — величина, позволяющая оценить скорость распространения радиоволн; $\Gamma_{\text{эф}}, \text{ дБ/м}$ — удельное затухание радиоволн в грунте, определенное по данным радиолокационного подповерхностного зондирования.

соответствуют отражениям от подповерхностных неоднородностей) в зоне распространения закрепленных растительностью песков; худшие (38 % отражений от подповерхностных неоднородностей) — на маршруте 2, большая часть которого проходит в зоне барханных песков. В целом по всем маршрутам отражениям от границы песок — грунтовые воды соответствует около 30 % отраженных сигналов. Следует отметить, что указанные значения получены в условиях достаточно сильного влияния отражений от неровностей поверхности зондируемой среды. Для выявления ложных сигналов, соответствующих отражениям от элементов рельефа поверхности, полеты над исследуемыми трассами выполнялись, как правило, на нескольких высотах, а при интерпретации учитывались только те сигналы, временной интервал между которыми оставался неизменным при изменении высоты зондирования.

Результаты зондирования песчаного грунта радиолокатором с доплеровской фильтрацией

Экспериментальные работы по радиолокационному подповерхностному зондированию песчаных грунтов с использованием радиолокатора с доплеровской фильтрацией выполнялись в районах, характеризующихся весьма сильными активными помехами. В связи с этим получение информации о глубине залегания уровня грунтовых вод на большей части исследовавшихся маршрутов было возможно лишь при использовании канала когерентной обработки отраженных сигналов, в котором влияние этих помех практически не ощущалось.

Анализ результатов проведенных работ показал, что на всех исследовавшихся маршрутах зондирования получены практически непрерывные радиолокационные профили, соответствующие сигналам, отраженным от уровня залегания грунтовых вод на глубине от 6 до 18 м. Временные

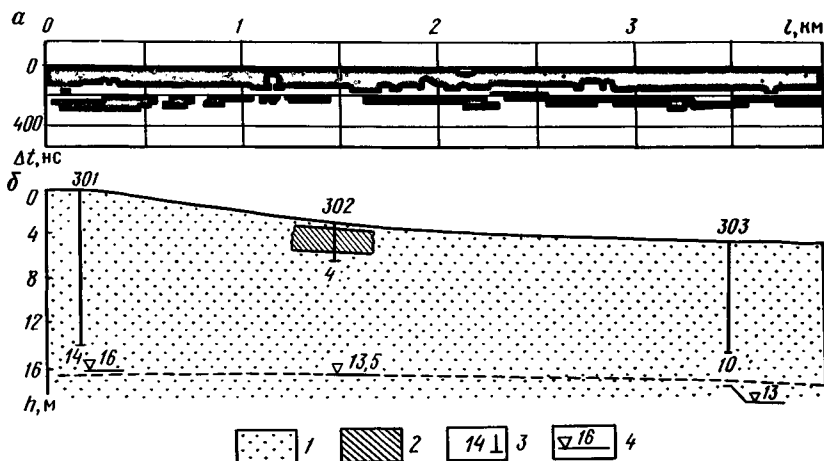


Рис. 39. Радиолокационный профиль (а) и литологический разрез (б) участка маршрута 1.

1 — песок мелкозернистый; 2 — суглинок; 3 — глубина скважин; 4 — уровень грунтовых вод

интервалы между отраженными сигналами, полученными в одинаковых точках маршрутов при зондировании с разных высот, различаются менее чем на 10 %, что находится в пределах точности оценки временного интервала Δt .

Для иллюстрации характера изменения полученных радиолокационных профилей и методики интерпретации экспериментальных данных на рис. 39 представлены результаты фоторегистрации отраженных сигналов и соответствующий литологический разрез участка маршрута 1.

Зондируемая среда в целом однородна по составу и представлена мелкозернистыми песками, включающими отдельные прослои суглинков. Влажность песчаной толщи с глубиной (до зоны капиллярной каймы) изменяется незначительно (от 0,4 до 3 %), а уровень залегания грунтовых вод на рассматриваемом участке меняется от 16 (скв. 301) до 13 м (скв. 303). Временной интервал Δt между отраженными сигналами, полученными при полетах в соответствующем направлении, меняется от 240 до 180 нс.

Как показал анализ полученных результатов, несмотря на совпадение временного интервала Δt между отраженными сигналами, полученными на отдельных участках различных маршрутов зондирования, правильная оценка глубины залегания грунтовых вод в соответствии с выражением (2.1) требует использования различных значений $\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}}$.

При интерпретации экспериментальных результатов для каждого из исследовавшихся маршрутов зондирования использовались средние значения $\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}}$, полученные путем статистического усреднения значений $(\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}})_i$, вычисленных путем сопоставления истинных глубин залегания грунтовых вод в местах расположения скважин с оценкой глубин,

Условный номер маршрута	$L_{\Delta t}$, км	$L_{\Delta t}/L$, %	$h_{\text{угв}}$, м	$\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}}$	$\sigma_h \text{ max}$, %
1	4	100	7–18	2,15	4,9
2	5,5	46	6–24	2,63	4,7
3	6,1	67	6–16	2,51	8,4
4	14,6	73	8–19	2,34	5,2

Примечание. $L_{\Delta t}$ — общая протяженность участков маршрутов зондирования, на которых зарегистрированы сигналы, отраженные от подповерхностных неоднородностей; $h_{\text{угв}}$ — глубина залегания грунтовых вод по данным радиолокационного подповерхностного зондирования; $\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}}$ — принятое для оценки скорости распространения радиоволн значение величины $\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}}$ песчаного грунта; $\sigma_h \text{ max}$ — максимальное значение ошибки измерения глубины залегания грунтовых вод.

полученных по данным радиолокационного подповерхностного зондирования (уровень грунтовых вод, отмеченных на рис. 39 пунктирной линией, соответствует именно такой интерпретации результатов зондирования). Максимальная ошибка оценки глубины залегания грунтовых вод при этом не превышает 10 %.

В табл. 6 представлены основные результаты зондирования песчаного грунта радиолокатором с доплеровской фильтрацией.

3.4. РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ПОДПОВЕРХНОСТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ МЕРЗЛЫХ ГРУНТОВ

Общая характеристика экспериментальных работ

Объекты зондирования и основные характеристики используемой аппаратуры представлены в табл. 7.

Первые эксперименты проводились с борта вертолета [6]. Зондированию подвергался мерзлый песчаный грунт на речной косе и торфяное болото, промерзшее на глубину до 2 м. Используемая в этих работах экспериментальная установка обеспечивала формирование зондирующих радиоимпульсов длительностью $\tau_{0,5} \approx 5$ нс на несущей частоте 440 МГц. Регистрация отраженных сигналов осуществлялась с помощью стробоскопического индикатора с амплитудной отметкой после их предварительного детектирования и последующего усиления в приемном тракте. Энергетический потенциал используемого радиолокатора составлял

Объект зондирования	Условия эксперимента			Характеристика используемой аппаратуры				
	$t, ^\circ\text{C}$	$H, \text{ м}$	Протяженность трасс исследования, км	Тип радиолокатора	$f, \text{ МГц}$	$T_{0,5}, \text{ нс}$	$p, \text{ дБ}$	Вид индикации
Мерзлый песчаный грунт, торфяное болото	(-10) – – (-19)	30	–	Некогерентный с ударным возбуждением антенн и детектированием принимаемых сигналов	440	6	40	Амплитудная покадровая
Участки вечномерзлых пород	(-9) – – (-13)	250–500	36	Некогерентный с ударным возбуждением антенн	67	50	100	То же
Мерзлые песчаные грунты с включениями глин, суглинков и линз вечной мерзлоты	(-3,5) – – (-21)	250–500	130	Когерентный	60	250	160	"
				Некогерентный	60	120	130	"
				"	60	40	110	Амплитудная покадровая, яркостная непрерывная
Мерзлые глинистые грунты с включениями полигонально-жильных льдов	(-7,5) – (-15)	250–400	72	Некогерентный с ударным возбуждением антенн, логарифмическим усилителем в приемном тракте	60	40	110	Амплитудная покадровая, яркостная непрерывная
Мерзлые песчаные грунты с включениями глин, суглинков и линз вечной мерзлоты	(-12) – – (-13)	50–300	17	Когерентный с доплеровской фильтрацией и каналом стробоскопической обработки	60	50	120	Амплитудная покадровая, непрерывная яркостная
						168		

40 дБ, что обеспечивало возможность зондирования при высоте полета около 30 м.

В последующих работах [17] осуществлялось зондирование с борта самолета зон сезонного промерзания грунтов на севере Западной Сибири. Использовалась аппаратура, применявшаяся ранее в работах по зондированию песчаного грунта в районе Ясханской линзы пресных вод в Туркмении. Формирование зондирующих импульсов длительностью $\tau_{0,5} \approx 50$ нс осуществлялось методом ударного возбуждения антенн на частоте 67 МГц.

В дальнейшем дополнительно к амплитудной покадровой регистрации отраженных сигналов была введена непрерывная яркостная. При этом с помощью специального блока фоторегистрации осуществлялась фиксация на фотопленке непрерывного профиля в виде яркостных засветок, соответствующих положительным полупериодам отраженных сигналов (Z-индикация). Используемая аппаратура позволяла формировать на частоте 60 МГц зондирующие радиоимпульсы длительностью $\tau_{0,5}$, равной 40, 120 и 250 нс при энергетическом потенциале p в 100, 120 и 160 дБ (в последнем случае предусматривалась возможность реализации когерентного накопления отраженных сигналов).

Экспериментальные работы в районе Ямала были связаны с зондированием мерзлых грунтов с локальными включениями полигонально-жильных льдов. Как показал опыт проведения этих работ, ложные отражения от неровностей рельефа поверхности зондируемых сред не позволяют осуществлять однозначной интерпретации полученных данных. Поэтому в этих экспериментах [5] использовался когерентный радиолокатор с доплеровской фильтрацией, применение которого позволило существенно повысить информативность результатов зондирования.

Результаты подповерхностного зондирования мерзлых грунтов на севере Западной Сибири

Основной целью экспериментальных работ [6] являлась проверка принципиальной возможности радиолокационного подповерхностного зондирования мерзлых грунтов с борта вертолета. Работы проводились на частоте $f = 440$ МГц (см. табл. 7) над заранее размеченными достаточно ровными площадками с однородным снежным покровом толщиной около 0,5 м. Температура воздуха во время проведения экспериментов была от -10 до -19°C .

Зондирование мерзлого песчаного грунта на речной косе проводилось с высоты $H = 20$ м в режиме зависания вертолета над исследуемым участком. Для работы над промерзшим болотом была размечена трасса протяженностью около 200 м, проходящая через участки, покрытые слоем мха, лишайники деревьев и кустарников. Как показали результаты работ, для большинства полученных в этом эксперименте фотокадров характерным является наличие достаточно четких сигналов, соответствующих отражению от границ зоны промерзания.

Последующие эксперименты проводились с борта самолета и были связаны с зондированием на частоте $f = 67$ МГц (см. табл. 7) многолет-

Условный номер маршрута	Условия эксперимента					N	$N_{\Delta t}$	$N_{\Delta t}/N$
	L , км	Число полетов	H , м	W , км/ч	t , °С			
1	3,4	7	250–400	150	(–12) – –(–13)	316	158	50
2	2,6	11	250–500	150	(+4) – –(–13)	212	119	56
3	2,6	2	300–400	150	–13	57	32	56

немерзлых пород [17]. Для проведения экспериментов были выбраны три маршрута, пересекающие достаточно ровные заболоченные участки долины р. Лонг-Юган, покрытые плотным снежным покровом толщиной 1–1,5 м. Структура зондируемой среды включала мерзлый торф, супеси и суглинки. На участках сезонного промерзания (таликов) зондируемая среда слагалась мелкозернистыми песками, покрытыми мохово-дерновым слоем толщиной около 0,2 м. Температура воздуха во время проведения экспериментов изменялась от –9 до –13 °С. Зондирование производилось на высотах полета $H = 250 \div 500$ м при скорости самолета $W = 150$ км/ч.

Для всех исследовавшихся маршрутов зондирования были получены достаточно четкие отраженные сигналы. Сопоставление радиолокационных профилей с учетом совпадений временных интервалов Δt для различных высот полета с геологическими разрезами показывает, что большая часть отраженных сигналов соответствует литологическим границам разреза.

В табл. 8 дана характеристика условий проведения этих экспериментов, общее число полученных осциллограмм – N и число осциллограмм, использованных при интерпретации отражений сигналов от подповерхностных границ, – $N_{\Delta t}$.

Следует отметить, что в связи со сложностью геологического разреза интерпретация результатов зондирования производилась с использованием электродинамической модели в виде двух однородных слоев (первый слой – фирн, торф, супесь; второй слой – мерзлый суглинок), ограниченных двумя полубесконечными средами – воздухом и мерзлым песком. Оценка электрических характеристик, полученная для принятой модели, дала следующие результаты: для верхнего слоя $\epsilon'_{эф} \approx 6$, $G_{эф} \approx 0,26 \div 0,35$ дБ/м; для нижнего слоя $\epsilon'_{эф} = 9 \div 16$, $G_{эф} \approx 0,6 \div 1,24$ дБ/м.

С целью выявления практической возможности картирования с борта самолета глубины зон сезонного промерзания грунтов и обнаружения погруженных линз вечной мерзлоты проводились работы в районе прохождения газопровода Уренгой – Надым в междуречье рр. Тур и Надым над участками, сформированными четвертичными песчаными отложениями, содержащими локальные включения супесей, суглинков и линз вечной мерзлоты на глубине от 2 до 10 м. В ходе выполнения этих работ было

проведено зондирование мерзлых грунтов при полетах по двум маршрутам общей протяженностью около 13 км. Следует отметить, что для большей части маршрутов зондирования характер изменения радиолокационных профилей, регистрируемых с помощью индикатора с яркостной отметкой, не позволял осуществлять явного выделения сигналов, отраженных от подповерхностных границ из-за влияния ложных отражений от рельефа поверхности зондируемых сред. В связи с этим полеты по маршрутам зондирования выполнялись на двух высотах (300 и 400 м), а количественная интерпретация осуществлялась по материалам фоторегистрации отраженных сигналов с экрана индикатора с амплитудной отметкой.

Анализ экспериментальных данных, соответствующих зондированию с различных высот, показал, что для всех маршрутов зондирования характерным является наличие двух групп сигналов. Сигналы первой группы имеют вид двух раздельно фиксируемых радиоимпульсов, соответствующих отражению от границ зоны сезонного промерзания грунта. Они наиболее многочисленны и фиксируются по всей трассе практически непрерывно. Временной интервал Δt между отраженными импульсами меняется от 55 до 102 нс. Для сигналов второй группы характерным является появление дополнительного третьего импульса, задержанного относительно первого на время 79–130 нс. Его появление, как правило, соответствует наличию в зондируемой среде оконтуренных по данным электроразведки (ВЭЗ) включений вечномерзлых пород. Это дает основание по известной глубине погружения линз вечномерзлых пород и временному интервалу между первым и третьим импульсами сигналов второй группы оценить скорость распространения сигналов в зондируемой среде и провести интерпретацию полученных результатов.

Сигналы, временной интервал Δt между которыми меняется от 55 до 67 нс, соответствуют отражению от нижней границы зоны промерзания грунта, расположенной на глубине $h = 4,1 \div 4,9$ м.

Результаты зондирования многолетнемерзлых пород п-ва Ямал

Зондирование выполнялось с борта самолета при полетах по четырем маршрутам общей протяженностью 143 км.

Район проведения экспериментальных работ характеризовался весьма сложными ландшафтными и геокриологическими условиями. Рельеф поверхности на большей части маршрутов полета имеет явно выраженное ступенчатое строение (перепад абсолютных высот — 53 м) с повсеместно развитой овражно-балочной сетью. Крутизна склонов отдельных возвышений рельефа (террас) меняется от 2 до 20°, а глубина вреза оврагов достигает 15–25 м. На местности широко распространены промерзшие до дна озера с поперечными размерами от 50 до 6000 м, глубина которых в основном не превышает 1,5–2,0 м. Значительную часть территории занимают заболоченные поймы рек, причем по мере удаления от русла реки заболоченность поймы, как правило, увеличивается. На слабозаболоченных участках хорошо выражен полигонально-валиковый мезорельеф, образованный прямоугольными полигонами глинистых отложений со сто-

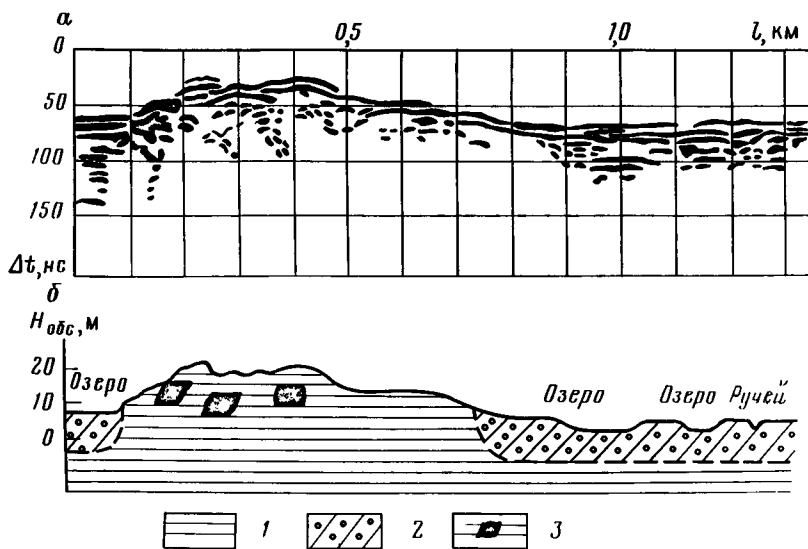


Рис. 40. Радиолокационный профиль (а) и геокриологическое строение (б) участка распространения полигонально-жильных льдов.

1 — глина; 2 — суглинок; 3 — включения подземного льда

ронами 15–40 м. В осевой пониженной части полигонов распространены полигонально-жильные льды. На выровненных участках террас в суглинистых и глинистых отложениях почти повсеместно встречаются пластовые льды. Характерной особенностью грунтов данного района является высокая льдистость (до 40–80%), причем на отдельных участках суглинистые и глинистые грунты настолько насыщены льдом, что представляют собой фактически слой ледогрунта толщиной 0,5–4,0 м.

Анализ данных, полученных в ходе проведения экспериментальных работ, показал, что, несмотря на повсеместное распространение на исследуемой площади ископаемых льдов, общее число зарегистрированных сигналов, соответствующих отражению от подповерхностных неоднородностей, сравнительно невелико (около 18%). Большинство отраженных сигналов имеет четкую топографическую привязку и обусловлено отражениями от неоднородностей рельефа поверхности при пересечении маршрутом зондирования рек, ручьев, озер и глубоких оврагов.

Сигналы, соответствующие отражениям от подповерхностных неоднородностей, как правило, приурочены к сравнительно пологим склоновым участкам рельефа в местах залегания полигонально-жильных льдов. На рис. 40 представлены радиолокационный профиль, полученный при полетах над таким участком, и соответствующий геологический разрез объекта зондирования. Как видно из представленных данных, наблюдается хорошее соответствие между рельефом поверхности зондируемых сред и характером изменения радиолокационных профилей.

При пролете приозерных склонов террас наблюдаются сигналы, соответствующие отражению от разобщенных ледяных включений, залегающих на глубине 1,5–2,0 м. Аналогичные отражения получены и на других участках маршрутов зондирования при пролете над склоновыми частями террас. На выровненных участках террас, где пластовые льды залегают на глубинах около 10 м, сигналы, отраженные от подповерхностных неоднородностей, не зарегистрированы. Существенным фактором, препятствующим получению отраженных сигналов на этих участках, является высокая льдистость вмещающих пород, уменьшающая радиолокационный контраст отражающих границ.

Результаты зондирования мерзлых грунтов с помощью когерентного радиолокатора с доплеровской фильтрацией

Экспериментальные работы по радиолокационному подповерхностному зондированию мерзлых грунтов с использованием когерентного радиолокатора с доплеровской фильтрацией выполнялись на севере Западной Сибири. Работы проводились с борта самолета при полетах по трем маршрутам общей протяженностью 17 км. Характеристика маршрутов зондирования и условий проведения экспериментов представлена в табл. 9. Здесь же имеются данные о протяженности маршрутов L и

Таблица 9

Условный номер маршрута	Условия эксперимента					Результаты зондирования	
	L , км	t , °С	Число полетов	H , м	W , км/ч	$L_{\Delta t}$, км	$L_{\Delta t}/L$, %
1	5	-8	6	300–500	150	2,3	46
2	8	-13	7	300–500	150	2,8	35
3	4	-10	5	300–500	150	1,7	42

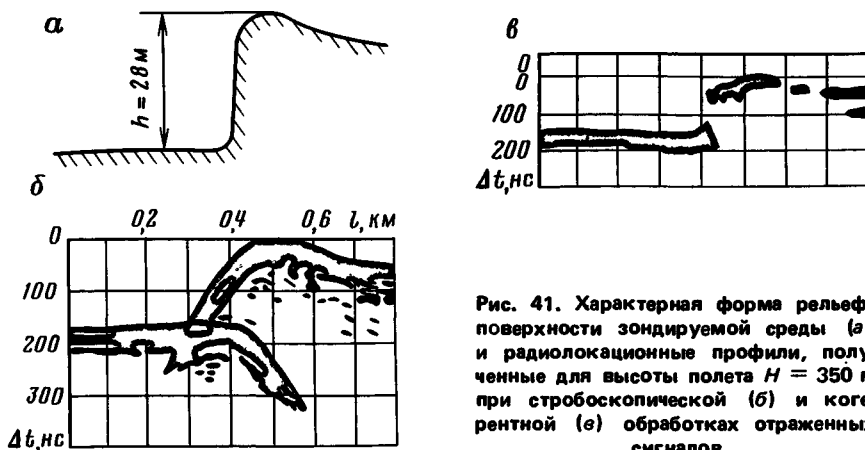


Рис. 41. Характерная форма рельефа поверхности зондируемой среды (а) и радиолокационные профили, полученные для высоты полета $H = 350$ м при стробоскопической (б) и когерентной (в) обработках отраженных сигналов

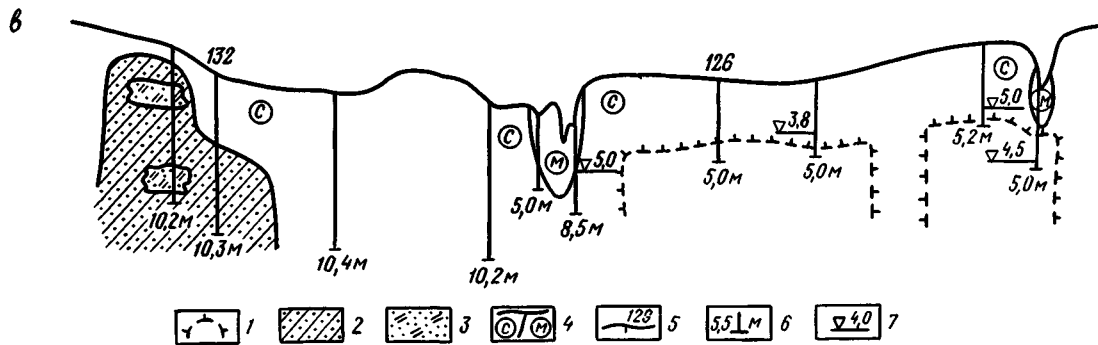
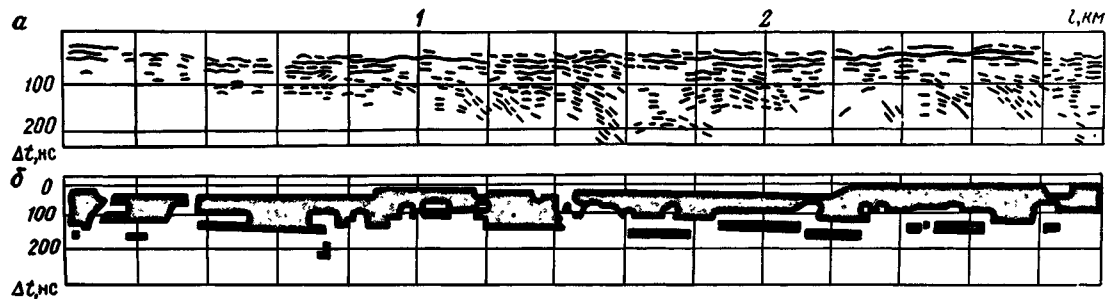


Рис. 42. Результаты фоторегистрации радиолокационных профилей, полученные на маршруте 2 для $H = 350$ м, при стробоскопической (*a*) и когерентной (*б*) обработках отраженных сигналов и литологический разрез (*в*) участка зондирования.

1 — границы вечномерзлых пород; 2 — суглинок; 3 — супесь; 4 — граница между среднезернистыми и мелкозернистыми песками; 5 — номера скважин; 6 — глубина скважин; 7 — глубина залегания грунтовых вод

общей протяженности $L \Delta t$ участков зондирования, на которых зарегистрированы сигналы, отраженные от подповерхностных неоднородностей. Работы проводились над участками распространения локальных включений вечной мерзлоты в сравнительно однородном по глубине песчаном грунте. Первоначальные полеты выполнялись над типичными неоднородностями рельефа поверхности зондируемых сред. При этом один из маршрутов зондирования проходил перпендикулярно к отвесной стороне высокого уступа. На рис. 41 схематически показано сечение указанной неоднородности рельефа поверхности и соответствующие радиолокационные профили (Z -индикация), полученные при использовании в приемном тракте стробоскопической и когерентной обработок отраженных сигналов. Как видно из представленных данных, радиолокационный профиль, полученный при когерентной обработке отраженных сигналов с доплеровской фильтрацией, практически полностью совпадает с формой сечения соответствующей неоднородности рельефа поверхности. Это позволяет осуществлять привязку результатов зондирования на местности без выполнения аэрофотосъемки, что существенно упрощает обработку экспериментальных данных.

На рис. 42 представлены результаты фоторегистрации отраженных сигналов, полученных на одном из участков маршрута 2, и геологический разрез данного участка. Сравнение результатов зондирования с разных высот и геологических данных показывает, что сигналы между отметками $l = 0,4 \div 0,6$ км радиолокационного профиля с временным интервалом $\Delta t = 100$ нс соответствуют отражению от литологической границы между песком и суглинком (скв. 132), находящейся на глубине около 4 м. Отраженные сигналы с временным интервалом 150 нс на участке $l = 1,6 \div 1,8$ км радиолокационного профиля соответствуют границе между мерзлым и тальм песчаным грунтом, находящейся на глубине около 5 м (район скв. 126). Хорошее соответствие между отраженными сигналами и подповерхностной структурой зондируемой среды наблюдается также в районе отметок $l = 1,8 \div 2$ км, $l = 2 \div 2,2$ км и $l = 2,6$ км радиолокационного профиля, где согласно геологическим данным глубина сезонного промерзания грунта не превышает 4 м.

Аналогичные результаты были получены и на других участках маршрутов зондирования.

Таким образом, использование когерентного радиолокатора с доплеровской фильтрацией существенно повышает информативность результатов зондирования, позволяя осуществлять эффективное выделение отраженных подповерхностных сигналов на фоне ложных отражений от неоднородностей рельефа поверхности.

3.5. РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ПОДПОВЕРХНОСТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ГРУНТОВ НА ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА

Подповерхностное зондирование известняков

Эксперименты по радиолокационному зондированию известняков проводились на территории северного Прибалхашья [23]. Работы выполнялись с борта вертолета при полетах по двум маршрутам общей про-

таженностью 1,2 км. В этих экспериментах использовалась аппаратура, применявшаяся ранее [22] в работах по зондированию песчаных грунтов Туркмении.

В качестве объектов исследования были выбраны два типа геологических структур на равнинном участке распространения серого плотного известняка. Маршрут 1 проходил над месторождением полиметаллических руд, представленным седловидными сульфидными рудными телами, состоящими в основном из галенита, сфалерита, пирита и халькопирита. Глубина залегания рудных тел, вкрапленных во вмещающую породу, менялась по маршруту зондирования от 0 до 40 м, причем отдельные включения распределялись на исследуемом участке пятнами, совпадающими, как правило, с мелкими понижениями рельефа поверхности. Маршрут 2 был проложен в районе отстойника водохранилища обогатительной фабрики, где разлив воды вокруг самоизливающейся скважины обуславливает дренаж минерализованных вод водохранилища и на отдельных участках на глубине 2–7 м имеется хорошо выраженная граница раздела известняка – минерализованная вода. Полеты по маршрутам зондирования выполнялись на высоте $H = 200 \div 500$ м при скорости $W = 50$ км/ч.

При полетах над рудными телами амплитуда отраженных сигналов резко уменьшается, длительность отраженных импульсов возрастает, а их форма, как правило, не позволяет выделить явно выраженные границы раздела руда – вмещающая порода. Тем не менее для большинства сигналов, полученных при пролетах над рудными телами, имеется явная связь между степенью уменьшения амплитуды отраженных сигналов и близостью зондируемого рудного тела к поверхности вмещающей среды. Это связано, по-видимому, с околорудными изменениями в виде окремнения и доломитизации известняка, приводящими к аномальному уменьшению его комплексной диэлектрической проницаемости в местах локализации рудных тел вблизи поверхности.

При полетах по маршруту 2 в южном направлении отраженные сигналы начинают раздваиваться. При этом временной интервал Δt между отраженными импульсами изменяется от 50 до 200 нс, а отношение амплитуд g второго отраженного импульса к первому уменьшается от 0,8 до 0,33. Соответствие тенденции изменения временного интервала Δt характеру изменения глубины залегания границы раздела известняк – минерализованная вода (от 2,7 до 10,8 м) позволяет оценить по результатам зондирования электрические характеристики известнякового грунта – вещественную часть относительной диэлектрической проницаемости $\epsilon'_{эф}$ и коэффициент затухания $\Gamma_{эф}$. Использование для расчета этих характеристик модели однородного слоя (см. разд. 1.3) дает усредненные значения $\epsilon'_{эф} \approx 8$ и $\Gamma_{эф} \approx 0,33$ дБ/м.

Результаты радиолокационного подповерхностного зондирования с целью определения глубины залегания грунтовых вод

Опытнo-методические работы по определению с борта самолета глубины залегания уровня грунтовых вод выполнялись на территории северного Казахстана. Основной целью этих работ являлась оценка облас-

ти практического использования методов радиолокационного подповерхностного зондирования в условиях повышенной влажности зондируемых грунтов и существенной неоднородности их литологической структуры. Работы выполнялись на территории Тургайской артезианского бассейна с использованием когерентного радиолокатора с доплеровской фильтрацией, описание структурной схемы которого дано в разд. 3.2.

Для выполнения экспериментальных работ подбирались участки с известным геологическим строением, на которых с помощью вех предварительно размечались маршруты зондирования, проходящие вдоль линии расположения поисковых скважин. При выполнении полетов по каждому из маршрутов зондирования осуществлялась регистрация радиолокационных профилей, по которым проводилась оценка глубины залегания грунтовых вод. Несмотря на равнинный характер рельефа исследовавшихся участков (что исключает возможность приема ложных отражений), полеты по каждому из маршрутов выполнялись на нескольких высотах, а для оценки глубины залегания грунтовых вод использовались усредненные значения временного интервала Δt между отраженными сигналами. Это обеспечивало уменьшение ошибок интерпретации, связанных с отклонением трасс от размеченных маршрутов, неизбежном при выполнении полетов с визуальной ориентацией на местности.

В ходе выполнения экспериментальных работ было проведено зондирование грунтов при полетах по восьми маршрутам общей протяженностью 110 км. Характеристики маршрутов и условий проведения работ даны в табл. 10. Работы, проведенные на территории Кустанайской и Тургайской областей (маршруты 1–4), были связаны с зондированием участков со сходной геологической структурой. Водовмещающие породы на этих участках представлены обводненными кварцевыми песками (с преобладанием фракции 1–2 мм), покрытыми с поверхности слоем легких супесей толщиной от 0,1 до 4,5 м. Песчаные отложения на глубине 13–15 м подстилаются глинами. Подземные воды пресные, гидрокарбонатно-натриево-кальциевого типа с минерализацией 0,1–0,4 г/л. Глубина залегания грунтовых вод по маршрутам зондирования изменялась от 2,9 до 12 м.

Последующие работы проводились в южной части Тургайской области на двух участках в районе поселков Аиркум и Байсакал. На каждом из участков работ были размечены взаимно перпендикулярные маршруты зондирования, по которым выполнялись полеты. Гидрогеологические условия работ на первом участке (маршруты 5, а, б) характеризовались наличием единого водоносного комплекса, образованного увлажненными отложениями мелкозернистых (фракция 0,05–0,1 мм) кварцевых песков, подстилаемых глинами и разнозернистыми глинистыми песками. Подземные воды в основном пресные и слабосоленоватые с минерализацией 0,4–2,2 г/л. Статические уровни грунтовых вод по данным бурения устанавливаются на глубинах 4,0–10,5 м.

Более сложными являются гидрогеологические условия на втором участке (маршруты 6, а, б). Здесь водоносный горизонт, проходящий

Таблица 10

Условный номер маршрута	Характеристика маршрутов		
	Район проведения работ	L , км	h , м
1	Докучаевское месторождение пресных вод	26,0	6,45–11,9
2	Водораздельный участок рек Теке и Кабырга	16,5	9,5–12,5
3	Равнина Кизьбельтау	10,6	8,1–11
4	Тосынкумское месторождение пресных вод	23,5	2,9–9,3
5, а	Пос. Аиркум	10,0	4,0–10,5
5, б	Пос. Аиркум	8,2	5,2–5,8
6, а	Пос. Байсакал	8,7	5,0–12,0
6, б	Пос. Байсакал	6,5	5,4–6,5

Продолжение табл. 10

Условный номер маршрута	Условия зондирования			
	t , °С	Число полетов	H , м	W , км/ч
1	18–25	6	400, 450, 500	160
2	21	6	300, 400, 500	160
3	4–12	4	400, 500	160
4	13–16	5	400, 500	160
5, а	12–16	6	400, 500	150
5, б	10	7	400, 500	150
6, а	7–10	6	400, 500	150
6, б	7–10	7	400, 500	150

в разнородных песчаных отложениях с гравием и галькой, перекрыт сверху суглинками и супесями мощностью от 5 до 9 м. Подземные воды пресные (минерализация 0,4–0,7 г/л), безнапорные. Мощность водовмещающих пород меняется от 2,0 до 22 м, а глубина залегания водоносного горизонта — от 5,0 до 12 м.

Помимо радиолокационной съемки уровня грунтовых вод, выполнялось экспериментальное исследование макета радиолокатора, в котором реализован рассмотренный выше принцип сужения диаграммы направленности в двух плоскостях. Эксперимент проводился с борта самолета Ан-2 с использованием антенной системы, состоящей из двух приемных антенн. Обе антенны были выполнены в виде активных симметричных диполей с размерами плеч $l = 0,5$ м, установленных на расстоянии $d = 1,25$ м под нижними несущими плоскостями. В качестве передающей антенны использовался симметричный диполь с размером плеч $l = 1,25$ м, размещенный под фюзеляжем самолета на расстоянии 0,8 м.

Возбуждение передающей антенны осуществлялось перепадом напряжения амплитудой 100 В при длительности фронта 0,3 нс. Отраженные

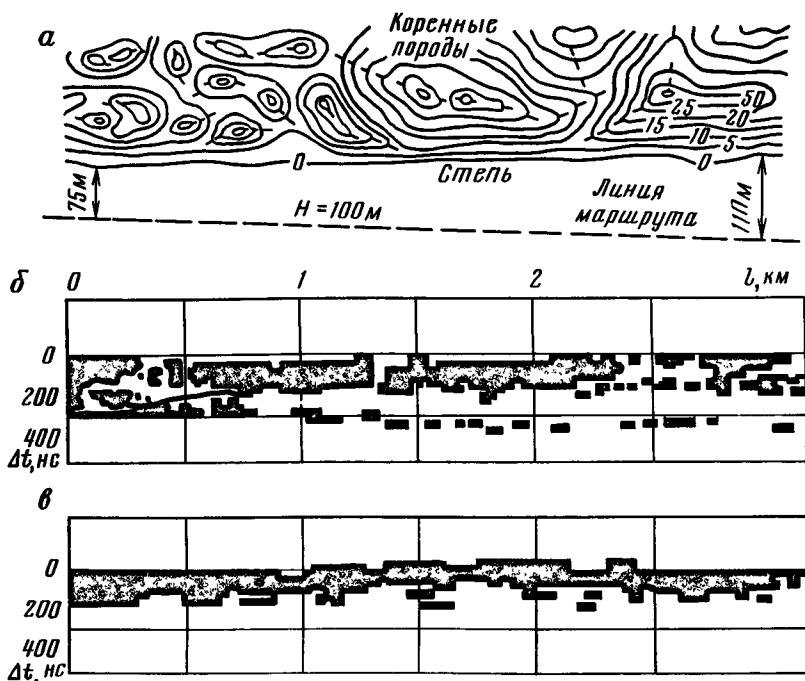


Рис. 43. Результаты оценки эффективности использования экспериментального макета радиолокатора с сужением диаграммы направленности антенной системы в плоскости, перпендикулярной к направлению полета ЛА.

а — схема маршрута полета; *б* и *в* — радиолокационные профили, полученные при отсутствии и наличии в приемном тракте устройства, реализующего селекцию сигналов в плоскости, перпендикулярной к направлению полета ЛА

сигналы имели длительность около 80 нс при частоте заполнения около 60 МГц.

Оценка эффективности применения разработанного бортового макета осуществлялась путем сопоставительного анализа результатов фоторегистрации отраженных сигналов при полетах над характерными неоднородностями рельефа поверхности на высотах 100–400 м. Один из вариантов взаимного расположения линии маршрута и поверхности неоднородностей изображен на рис. 43. Как следует из данных фоторегистрации (рис. 43, б), на всей трассе зондирования фиксируются два сигнала. Первый из них является результатом отражения от участков поверхности, находящихся непосредственно под самолетом. Второй сигнал, временное положение которого относительно первого меняется вдоль трассы зондирования, обусловлен отражениями от гряды холмов. На рис. 43, в этого сигнала нет, что подтверждает факт сужения диаграммы направленности антенной системы бортового радиолокатора в плоскости, перпендикулярной к направлению полета летательного аппарата, при использовании в приемном тракте соответствующего устройства обработки. Кроме того, на радиолокационном профиле в районе отметок 0,5; 1,5; 2,5 км

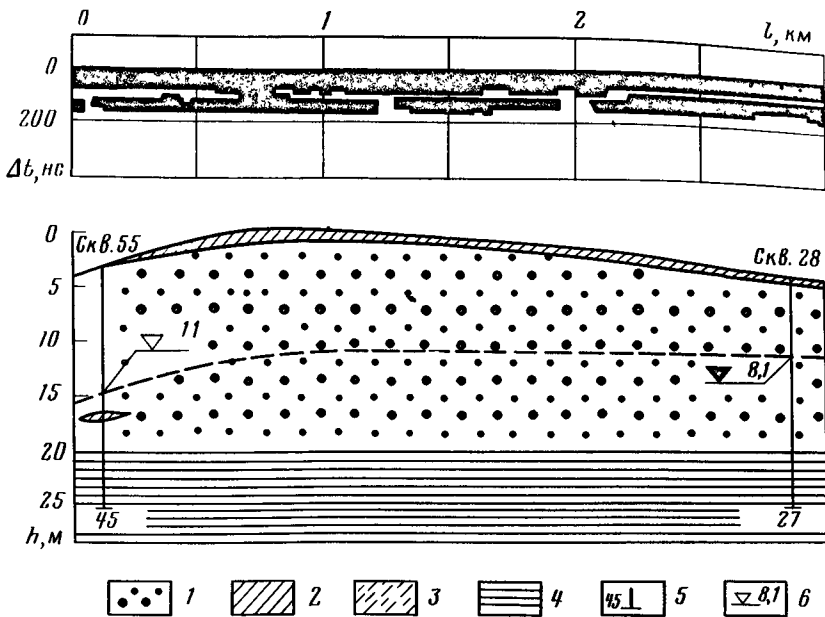


Рис. 44. Радиолокационный профиль (а) и литологический разрез (б) участка маршрута 3.

1 – песок; 2 – суглинок; 3 – супесь; 4 – глина; 5 – глубина бурения скважин; 6 – глубина залегания грунтовых вод

уверенно зарегистрированы вторые сигналы, которые обусловлены отражениями от подповерхностных неоднородностей. Из приведенных материалов следует, что выделение информации о подповерхностной структуре зондируемой среды на фоне ложных отражений от неровностей рельефа поверхности стало возможным лишь при реализации пространственной избирательности антенной системы в плоскости, перпендикулярной к направлению полета летательного аппарата.

Таким образом, экспериментально была доказана принципиальная возможность технической реализации бортового радиолокатора с сужением диаграммы направленности антенной системы в двух взаимно перпендикулярных плоскостях.

Анализ экспериментальных данных, полученных при радиолокационной съемке УГВ, показал, что на всех исследованных маршрутах зондирования получены радиолокационные профили, соответствующие отражениям сигналов от водоносного горизонта. Особенно успешными оказались результаты зондирования грунтов при полетах по маршрутам 3 и 5, где верхняя часть геологического разреза складывается преимущественно песчаными отложениями. На рис. 44 в качестве примера, иллюстрирующего полученные материалы, представлены результаты фоторегистрации отраженных сигналов (Z -индикация), полученных на одном из участков зондирования маршрута 3, и соответствующий литологический разрез.

Таблица 11

Условный номер маршрута	$L \Delta t$, км	$L \Delta t / L$, %	$\overline{\Delta t}$, нс	$\overline{\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}}}$	h , м	$\sigma_h \text{ max}$, %
1	12,3	47,3	128–179	2,3	8,4–11,7	7,2
2	5,4	32,7	128–173	2,1	9,2–12,4	4,2
3	7,2	68,0	123–176	2,5	7,4–10,6	3,7
4	9,35	39,7	74–98	2,0	5,6–7,4	5,1
5, а	6,5	65,0	100–138	2,6	5,8–8,0	4,0
5, б	7,0	85,4	97–173	2,6	5,6–10,0	10,0
6, а	4,5	52,0	132–214	3,0	6,6–10,7	8,5
6, б	3,5	54,0	114–136	3,0	5,7–6,8	11,8

Примечание. $L \Delta t$ — общая протяженность участков, на которых зарегистрированы сигналы, отраженные от подповерхностных неоднородностей; $\overline{\Delta t}$ — средний временной интервал между отраженными сигналами, полученными на данном маршруте зондирования; $\overline{\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}}}$ — принятое для оценки скорости распространения в зондируемой среде значение $\text{Re}\sqrt{\epsilon}$; h — глубина залегания грунтовых вод, полученная по результатам интерпретации экспериментальных данных; $\sigma_h \text{ max}$ — максимальная относительная ошибка измерения глубины залегания грунтовых вод по данным зондирования.

Как видно из представленных данных, несмотря на экранирующее влияние залегающего на поверхности слоя супеси толщиной до 0,3 м, практически на всем протяжении трассы зондирования регистрируемый радиолокационный профиль соответствует наличию двух отраженных импульсов, временной интервал между которыми изменяется от $\Delta t = 180$ нс (район скв. 55) до $\Delta t = 132$ нс (скв. 28). Характер изменения радиолокационного профиля полностью соответствует тенденции изменения глубины залегания грунтовых вод на данном участке (от 11 до 8,1 м). Интерпретация экспериментальных данных, проведенная с использованием значения $\overline{\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}}} = 2,5$, показывает, что относительная ошибка измерения глубины залегания грунтовых вод не превышает 3,7% (результаты оценки глубины УГВ по данным эксперимента показаны пунктиром). Аналогичные результаты получены и при зондировании грунтов по маршрутам 1, 2, 4, 5 на участках, где глубина залегания грунтовых вод превышает разрешающую способность используемой аппаратуры, оцениваемую значением $h \text{ min} \approx 5 \div 6$ м.

На маршрутах 6, а, б, где верхняя часть геологического разреза складывается суглинками и супесями, радиолокационные профили менее представительны по протяженности участков, на которых зарегистрированы отражения от водоносного горизонта.

Как показали результаты интерпретации, относительная погрешность оценки глубины подземных вод на данных маршрутах возрастает до 11,8%, что объясняется сложностью и неоднородностью геологического строения зондируемой среды.

Основные результаты проведенных работ представлены в табл. 11.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

4.1. РАДИОЛОКАЦИОННАЯ АППАРАТУРА ДЛЯ ЗОНДИРОВАНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

При решении задач, связанных с детальными исследованиями ограниченных и труднопроходимых районов, возникает необходимость применения радиолокационной аппаратуры, предназначенной для использования как с наземного транспорта, так и в ручном варианте. В обоих случаях приемная и передающая антенны находятся в непосредственной близости от поверхности зондируемой среды, которая оказывает существенное влияние на их свойства. Как показано в разд. 1.3, характер изменения поля вблизи границы раздела зависит как от диэлектрической проницаемости зондируемой среды, так и от высоты расположения антенн. Приближение антенн к поверхности зондируемой среды приводит к уменьшению амплитуды поля в верхнем полупространстве при одновременном возрастании ее в зондируемой среде. Вследствие этого наиболее целесообразным является размещение антенн непосредственно на поверхности, что обеспечивает снижение интенсивности прямого сигнала и увеличение уровня подповерхностных отражений. Вместе с тем такое размещение антенн связано с необходимостью обеспечения высокой механической прочности при их транспортировке в непосредственном контакте с земной поверхностью.

При использовании радиолокационной аппаратуры в ручном варианте особое значение приобретают ее габарит и масса. Поэтому целесообразно использование при зондировании магнитной записи сигналов с последующей обработкой результатов зондирования в стационарных условиях. Требуемое согласование по полосе частот может быть обеспечено применением стробоскопического преобразования сигналов в приемном тракте.

Указанные особенности определили направление развития экспериментальной аппаратуры, использовавшейся нами для проведения работ по зондированию различных сред с поверхности земли. На рис. 45 приведена структурная схема базового макета. Она включает синхронизатор 3, обеспечивающий синхронный запуск всех функциональных узлов аппаратуры, генератор видеоимпульсов 7 для ударного возбуждения антенны, антенну с антенным переключателем 8, генератор калибрационных импульсов 1 для точной калибровки шкал индикаторного устройства, стробоскопический преобразователь 5, вход которого с помощью электронного коммутатора 4 поочередно подключается к выходам антенного переключателя и генератора калибрационных импульсов, индикаторное устройство 6 с амплитудной и яркостной отметками и блок фоторегистрации 2.

Генератор видеоимпульсов, запускаемый синхронизатором с частотой

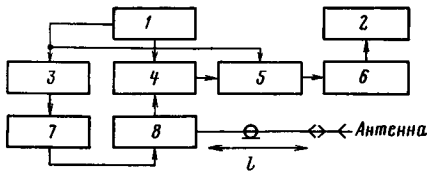


Рис. 45. Структурная схема радиолокатора для зондирования с поверхности земли

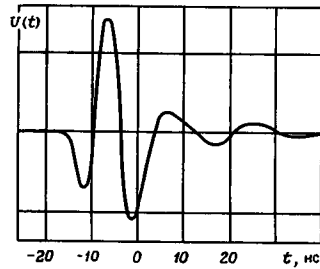


Рис. 46. Осциллограмма зондирующего сигнала

30 КГц, вырабатывает импульсы длительностью 7 нс амплитудой 360 В. Видеоимпульсы через антенный переключатель возбуждают широкополосную приемопередающую антенну с симметрирующим устройством, являющуюся модификацией биконического вибратора. Приемным устройством является стробоскопический преобразователь с коэффициентом преобразования временного масштаба порядка 10^4 . С помощью электронного коммутатора обеспечивается возможность поочередного подключения к входу приемного устройства отраженных сигналов и калибрационных импульсов. Индикаторное устройство включает индикаторы с линейной разверткой, имеющие амплитудную (типа А) и яркостную отметки. Специальный блок фоторегистрации позволяет осуществлять непрерывную регистрацию сигналов индикатора с яркостной отметкой на фотопленку с целью получения радиолокационного профиля среды по трассе зондирования (Z-индикация).

Антенна соединялась с антенным переключателем посредством коаксиального кабеля, длина которого l была выбрана так, чтобы до прихода первого отраженного от антенны сигнала (на который накладывается также сигнал, отраженный от поверхности зондируемой среды) успевало произойти восстановление приемного устройства после перегрузки, вызванной возбуждающим импульсом. Форма зондирующего сигнала может быть охарактеризована осциллограммой (рис. 46), полученной на индикаторе типа А данной установки при использовании для излучения и приема двух раздельных антенн, разнесенных на расстояние около 15 м.

В дальнейшем макет радиолокатора был усовершенствован с целью разделения процессов зондирования и представления информации. При зондировании на трассе разведки сигналы с выхода стробоскопического преобразователя записывались на магнитную ленту кассетного магнитофона и затем в стационарных условиях воспроизводились и представлялись на Z-индикации в виде профиля подповерхностной структуры среды по трассе зондирования. Введение магнитной регистрации сигналов значительно повысило мобильность установки, а также дало возможность хранения информации с целью ее последующей обработки как на аналоговых устройствах, так и на ЭВМ.

Усовершенствование макета наземной радиолокационной аппаратуры велось в направлении сокращения массы и энергопотребления с целью повышения глубинности зондирования сред. Был разработан и изготовлен макет радиолокатора, в состав которого входит приемоиндикаторный блок массой около 3 кг и портативный кассетный магнитофон, а передатчик массой около 0,2 кг размещается на передающей антенне. Формирование зондирующих сигналов в этом варианте осуществлялось путем предварительного заряда емкости антенны длинным импульсом синхронизатора и последующего ее разряда через быстродействующий разрядник, в качестве которого использовался полупроводниковый диод с S-образной вольтамперной характеристикой.

Приемный тракт включал отдельную приемную антенну, идентичную передающей, широкополосный усилитель с временной автоматической регулировкой усиления (ВАРУ) и стробоскопический преобразователь временного масштаба. Наличие ВАРУ обеспечивало сжатие динамического диапазона входных сигналов до уровня, требуемого для нормальной работы стробоскопического преобразователя и регистрирующих устройств. Степень сжатия динамического диапазона могла оперативно изменяться, что обеспечивало возможность выбора оптимального уровня отраженных сигналов при их наблюдении на экране контрольного осциллографического индикатора, выполненного на экономичной электронно-лучевой трубке 11ЛОЗВ. Питание аппаратуры осуществлялось от бортсети автомобиля (вездехода) или от автономного малогабаритного аккумулятора. Потребляемый ток по цепи (напряжение 12 В) составлял 1,5 А.

4.2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ПОДПОВЕРХНОСТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ПРИ РАЗВЕДКЕ ТОРФЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Общая характеристика экспериментальных работ

Краткая характеристика условий проведения экспериментальных работ по радиолокационному зондированию торфяных грунтов и использовавшейся аппаратуры дана в табл. 12.

Следует отметить, что применение известных геофизических методов для измерения мощности торфяных залежей не дает положительных результатов. В связи с этим разведка торфяных месторождений в настоящее время ведется в основном ручным способом путем задавливания зонда-пробоотборника в торфяной грунт до контакта с минеральным дном. Вместе с тем торфяной грунт является одной из наиболее благоприятных для применения радиолокационного подповерхностного зондирования сред. Это связано с тем, что высокое значение влажности торфа (70–97%), а следовательно, и высокая диэлектрическая проницаемость создают высокую электрическую контрастность его границы с минеральным дном и уменьшают минимально измеряемую толщину слоя (см. разд. 2.1).

Представленные ниже экспериментальные результаты, полученные на различных торфяных месторождениях, показывают, что метод радиолокационного зондирования торфа с поверхности является весьма эффективным средством измерения мощности торфяных залежей и может найти широкое применение при выполнении разведочных работ.

Тип торфяного месторождения	Длина маршрутов, км	Тип передатчика, режим приемника	Способ регистрации сигналов	Тип антенной системы	Вид транспортировки
Верховой	2,5	Ламповый линейный	Амплитудная покадровая, яркостная	Одна биконическая антенна с антенным переключателем	Вездеход ГАЗ-71
То же	7	То же	Магнитная запись, яркостная	Две биконические антенны	Ручной
Переходный	6	—"	То же	То же	То же
Переходный, низинный	80	Полупроводниковый, ВАРУ	—"	Две антенны в виде лыж	Вездеход ГАЗ-71
Осушенный, верховой	100	То же	—"	Две биконические антенны	Трактор
Верховой, сапропель	17	Полупроводниковый	—"	Две антенны в виде лыж	Вездеход ГАЗ-71

Радиолокационное зондирование торфяных залежей верхового типа

Первые экспериментальные работы по радиолокационному зондированию торфа были проведены в Калининской области на торфяном массиве верхового типа Терлесово-Грядское [18]. Маршрут зондирования проходил по трассе протяженностью около 2,5 км, расчищенной от древесной и кустарниковой растительности. Через каждые 100 м трассы выполнялись контрольные ручные зондирования с целью определения толщины торфяного слоя и типа подстилающего грунта. Аппаратура размещалась в грузовом отсеке гусеничного вездехода ГАЗ-71, а приемопередающая антенна, укрепленная на специальных санях на высоте 30 см от поверхности, буксировалась за вездеходом на расстоянии 5—7 м.

При проведении экспериментальных работ было выполнено шесть заходов по трассе зондирования. Во всех случаях уверенно регистрировались отраженные сигналы на участке, где толщина торфяного слоя менялась от 0,8 до 3,3 м, а подстилающими грунтами являлись пески, супеси, суглинки и глины.

В связи с трудностями отсчета временного интервала между сигналами, отраженными от границ слоя (что вызвано влиянием отражений от антенны), скорость распространения радиоволн в торфе определялась по относительным изменениям толщины слоя и временного интервала между засветками Δt . Последний определялся с помощью калибровочных меток в местах нахождения контрольных ручных зондирований, где фиксировалась толщина слоя h . При этом скорость распространения радиоволн

$$v_{j-k} = \frac{2(h_j - h_k)}{\Delta t_j - \Delta t_k}, \quad (4.1)$$

где i и k — номера скважин контрольных ручных зондирований.

В результате усреднения была получена скорость распространения зондирующего сигнала в торфе $v_T = 37,5$ м/мкс, что соответствует значению $\text{Re}\sqrt{\epsilon_{\text{эф}}} = 8,2$. Относительная погрешность определения толщины торфяного слоя с использованием полученного значения v_T не превышала 3 %.

Результаты проведенных работ стимулировали дальнейшее усовершенствование аппаратуры, которая была использована на торфяном месторождении Лаугас Рижского района ЛатвССР.

Торфяной массив Лаугас общей площадью около 1500 га сложен верховым фускум-торфом, кроме краевых участков и придонных слоев, где преобладает переходный тип торфа топяно-лесного вида. Средняя объемная влажность торфа верхового типа — 96 %, переходного — 93 %. Слои торфа однородны, с четкими границами перехода от одного типа торфа к другому и от торфа к минеральному дну. Минеральное дно залежи сформировано в основном мелкозернистыми песками с редкими включениями супеси и моренного суглинка. Поверхность торфяного массива достаточно ровная, покрыта редкой древесной и кустарниковой растительностью, с большим числом маленьких озер. Трассы зондирования общей длиной около 7 км были проложены в двух взаимно перпендикулярных направлениях, пересекающих центральную часть массива, по профилям, предварительно размеченным пикетами, где производилось ручное зондирование торфа поисково-разведочной партией Управления геологии ЛатвССР. Привязка результатов зондирования к местности производилась с помощью калибрационных меток в местах расположения пикетов. В нескольких местах трассы пересекали небольшие озера глубиной до 2,5 м.

Экспериментальная аппаратура вместе с источниками питания (кислотными аккумуляторами), размещенная на специальных санях, и антенная система, содержащая две идентичные антенны, укрепленные на общем диэлектрическом основании размером 1,1×1,8 м, перемещались по трассам разведки вручную. При перемещении антенной системы сигналы записывались на магнитную ленту кассетного магнитофона. Воспроизведение сигналов осуществлялось в стационарных условиях с представлением результатов зондирования в виде радиолокационного профиля торфяной залежи по трассам разведки. Работы проводились без предварительных данных о структуре торфяной залежи. Поэтому перед началом работ выполнялась калибровка аппаратуры на небольшом участке с известной толщиной торфа с целью уточнения скорости распространения в нем электромагнитных волн. Полученное значение скорости $v_T = 36$ м/мкс использовалось затем при интерпретации данных радиолокационного зондирования на всей площади торфяного месторождения.

Результаты работ показали, что на всем протяжении трасс зондирования отчетливо фиксируются сигналы, соответствующие отражению от

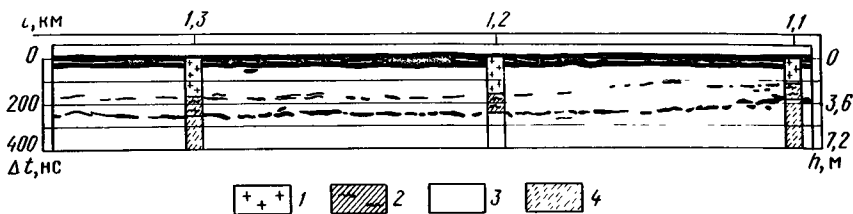


Рис. 47. Фрагмент радиолокационного профиля торфяного месторождения Лаугас.
1 — торф верховой; 2 — торф переходный; 3 — песок; 4 — супесь

границы между торфом и минеральным дном во всем диапазоне изменения толщины торфяного слоя от 0,2 до 7 м. При транспортировке антенной системы по поверхности озер (т. е. при хорошем контакте антенн с зондируемой средой) интенсивность отраженного от минерального дна сигнала значительно возрастает. На участках радиолокационных профилей, соответствующих центральной части массива, фиксируются слабые сигналы от границ внутри торфяного слоя, указывающие на двухслойное строение торфяной залежи. Как показали результаты последующего лабораторного анализа, в данном случае фиксируется граница между торфами верхового и переходного типов, имеющими различную влажность и степень разложения.

На рис. 47 приведен фрагмент радиолокационного профиля торфяной залежи по одной из трасс зондирования. Там же представлены результаты контрольных ручных замеров в местах расположения пикетов.

Использование одного значения скорости распространения зондирующего сигнала для всей площади торфяного массива, строение которого неоднородно, вносит ошибку в измерения толщины торфяного слоя, величина которой зависит от степени неоднородности. Сопоставление данных радиолокационного зондирования с использованием скорости $\bar{V}_T = 36$ м/мкс в местах расположения пикетов с результатами ручного зондирования, выполненного поисковой партией после проведения экспериментальных работ, показало, что абсолютная ошибка радиолокационных измерений не превышает 26 см. Среднеквадратическая погрешность измерений, рассчитанная по 48 контрольным точкам, составила 12 см. Полученные по данным радиолокационного зондирования значения мощности (h) торфяного слоя по трассам разведки совместно со значениями абсолютной ошибки (Δh) измерений приведены на рис. 48.

По окончании полевых работ полученные данные были обработаны на ЭВМ. При этом исходная аналоговая информация, записанная на магнитной ленте в виде последовательности сигналов, вводилась с помощью аналого-цифрового преобразователя в память ЭВМ и записывалась на магнитный диск в цифровой форме. Затем дискретизированные реализации сигналов подвергались предварительной обработке, включающей их усреднение вдоль трассы зондирования, амплитудный и временной сдвиги, усиление отдельных реализаций. После этого проводился анализ, на первом этапе которого осуществлялся поиск и выделение максимумов,

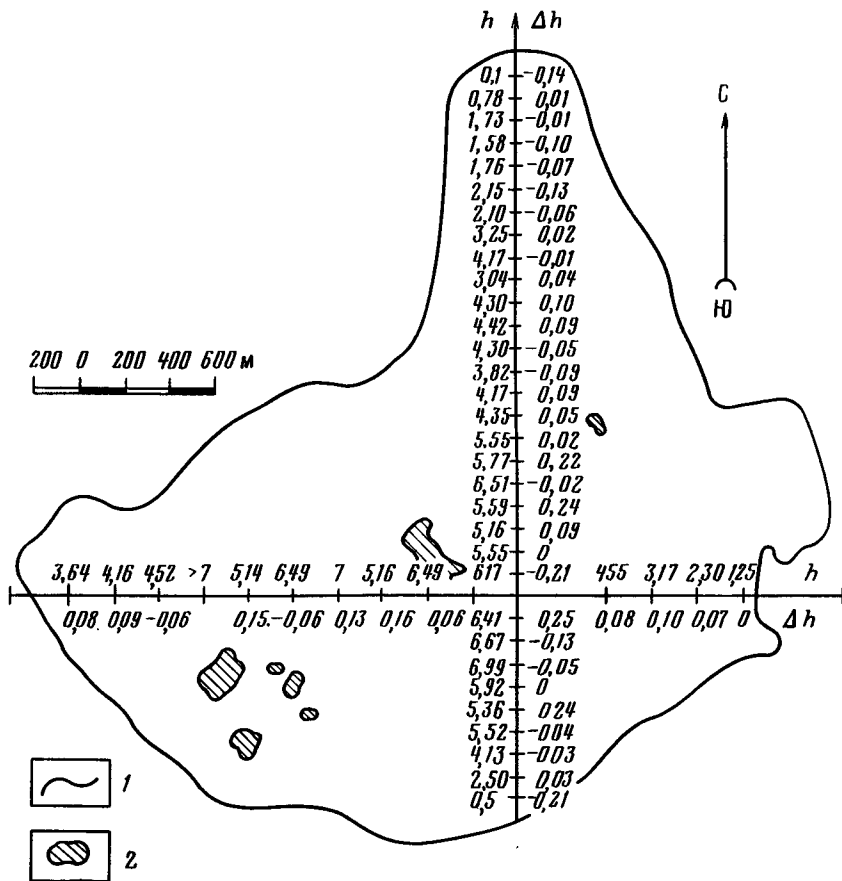


Рис. 48. Расположение трасс радиолокационного зондирования на торфяном месторождении Лаугас и результаты экспериментальных работ.

1 — контур месторождения; 2 — озера

а также сжатие масштаба дискретизации до числа дискретных позиций, определяемых шириной бумажной ленты и типом используемого алфавитно-цифрового печатающего устройства ЭВМ. На следующем этапе для каждой реализации производилась ранжировка отсчетов по 10 уровням амплитуды и их нормировка относительно максимального, которому присваивалось значение, равное 9. Данная операция аналогична переходу от мгновенных амплитуд сигнала к яркостным отметкам на фотопленке в случае аналогового представления информации с помощью Z-индикации.

Вывод конечных результатов осуществлялся в виде последовательности реализаций, каждая из которых представляла собой строку из N символов, включающих цифры от 1 до 9 и пробелы. Расстояние от начала реализации до конкретного символа в строке характеризует глубину за-

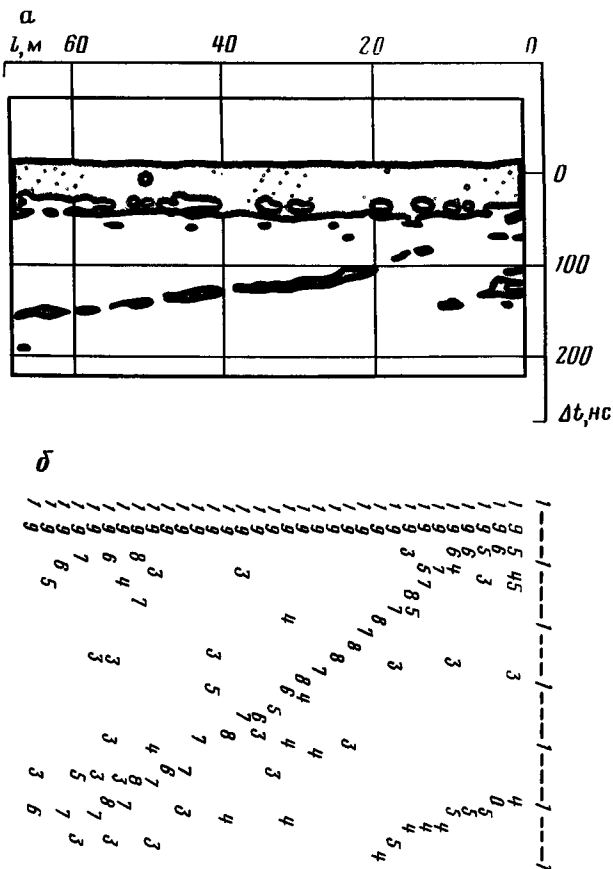


Рис. 49. Радиолокационный профиль участка торфяной залежи Лаугас, полученный на аналоговой Z-индикации (а) и на ЭВМ (б)

легания неоднородности, дающей отражение с относительной амплитудой, равной значению цифрового символа. Цепочки близких по величине символов отображают отражающие границы подповерхностных слоев.

На рис. 49 приведен фрагмент радиолокационного профиля участка торфяной залежи месторождения Лаугас и результаты цифровой обработки данных зондирования, соответствующие выводу всех символов, имеющих значения больших двух. Как видно из представленных данных, печать символов с такими значениями делает границу раздела торф — минеральное дно более отчетливой, но при этом возможна потеря информации о наличии в торфе слоев различного состава, дающих слабые отраженные сигналы.

Электрические параметры торфяного грунта месторождения Лаугас, рассчитанные по данным радиолокационного зондирования, составляют $\epsilon'_{эф} = 69$ и $\Gamma_T = 2,7$ дБ/м для частоты зондирующего сигнала $f_0 \approx 70$ МГц.

Разведка торфяного месторождения переходного типа

Радиолокационное зондирование торфяного месторождения переходного типа Салас-1 Резекненского района ЛатвССР [16] проводилось с целью исследования возможности использования радиолокационной аппаратуры для геологической разведки торфяных месторождений в зимнее время года.

Особенностью месторождения Салас-1, общая площадь которого составляет более 6000 га, является весьма сложное строение торфяной залежи. Здесь повсеместно наблюдается переслаивание торфа различных типов (верхового, переходного и низинного) и видов. На значительной части месторождения под слоем торфа имеются залежи сапропеля мощностью до 1,5 м. На всей площади месторождения наблюдаются постепенные изменения влажности и степени разложения торфа с глубиной и переход от одного типа торфа к другому. Верхний слой торфа, как правило, сильно обводнен (влажность 94–97 %) и слаборазложившийся (степень разложения менее 12 %). Степень разложения торфа возрастает с глубиной и на отметке 1,5 м достигает 35–40 % (так называемый пограничный горизонт, явно выраженный для всех болот рассматриваемого района). Ниже 1,5 м степень разложения и влажность торфа несколько снижаются и составляют в среднем 30 и 90 % соответственно. Влажность сапропеля, находящегося между торфом и минеральным дном, плавно снижается до 80–88 %. В табл. 13 приведены данные изменения свойств торфа с глубиной, характерные для месторождения Салас-1.

Минеральное дно залежи представлено большим разнообразием пород (пески, супеси, суглинки, озерный ил и т. д.) с частыми и резкими переходами от одной породы к другой. Переход от торфа к минеральному дну, как правило, постепенный из-за присутствия в придонном слое торфа глинистых и песчаных примесей.

Радиолокационное зондирование месторождения Салас-1 проводилось с вездехода ГАЗ-71 при использовании антенн, выполненных в виде лыж, которые транспортировались по гусеничным следам вездехода. Это позволило довести производительность разведочных работ до 10 км/ч.

Трассы разведки были проложены по профилям, предварительно размеченным пикетами, расположенными через 100 м, на которых проводилось ручное зондирование. Общая протяженность трасс разведки, охватывающих почти всю центральную часть массива площадью около 1000 га, составила 80 км.

Предварительная калибровка аппаратуры показала, что скорость распространения зондирующего сигнала $v_T = 37,5$ м/мкс, что незначительно отличается от значения $v_T = 36$ м/мкс, полученного для месторождения верхового типа. Это указывает на возможность использования при разведке усредненного значения скорости $v_T = 37$ м/мкс с незначительным его уточнением, в случае необходимости, на нескольких контрольных замерах.

Анализ радиолокационных профилей, полученных при зондировании торфяной залежи Салас-1, показал многослойность структуры торфа на всех без исключения маршрутах. В качестве примера на рис. 50 приве-

Глубина взятия про- бы, м	Объемная влажность, %	Степень раз- ложения, %	Вид торфа (сапропеля)	Тип торфа
0,50	96	14	Магелланикум	Верховой
0,75	95	13	" "	" "
1,00	96	14	" "	" "
1,25	95	19	" "	" "
1,50	95	29	" "	" "
1,75	93	46	Сосново-пушицевый	" "
2,00	90	44	Древесно-сфагновый	Переходный
2,25	90	41	Осоково-сфагновый	" "
2,25	89	28	Осоковый	" "
2,50	89	28	Осоковый	Переходный
2,75	90	35	" "	" "
3,00	91	33	" "	Низинный
3,25	90	—	Смешанно-водоросле- вый сапрпель (гли- на — 15, известь — 5 %)	—
3,50	87	—	Органо-глинистый са- прпель (глина — 25, песок — 10 %)	—
3,75	86	—	То же (глина — 25, песок — 5 %)	—
3,95	80	—	Песчаный сапр- пель (глина — 10, песок — 6 %)	—
4,00	—	—	Песок мелкозерни- стый	—

ден характерный для большинства маршрутов зондирования фрагмент радиолокационного профиля, где отчетливо фиксируются от трех до пяти границ слоев различного строения. Многослойность торфяной залежи в совокупности с наличием донных отложений и сапропеля значительно снижает максимальную глубину зондирования. Например, с аппаратурой, использовавшейся ранее при разведке месторождения Лаугас, на торфяном массиве Салас-1 максимально достигнутая глубина зондирования составила лишь 4,4 м. Применение усовершенствованного варианта аппаратуры увеличило глубинность зондирования, что позволило фиксировать отраженные сигналы с максимальных для данного месторождения глубин торфяного слоя (около 6 м).

Результаты разведки месторождения в виде радиолокационных профилей по трассам зондирования приведены на рис. 51. Здесь же представлены результаты измерения мощности торфа ручным способом в пунктах расположения пикетов.

Большой объем контрольных измерений толщины слоя ручным способом позволил провести статистическую обработку полученных данных с целью определения точности измерения мощности торфа радиолокационным способом.

Результаты обработки показали, что закон распределения ошибок

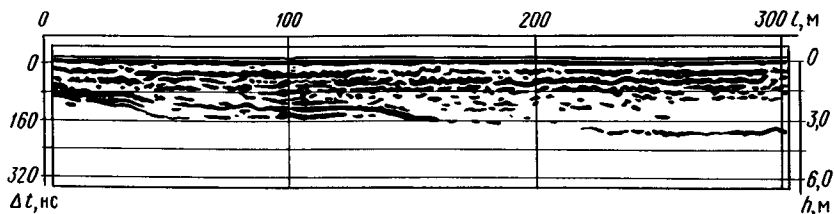
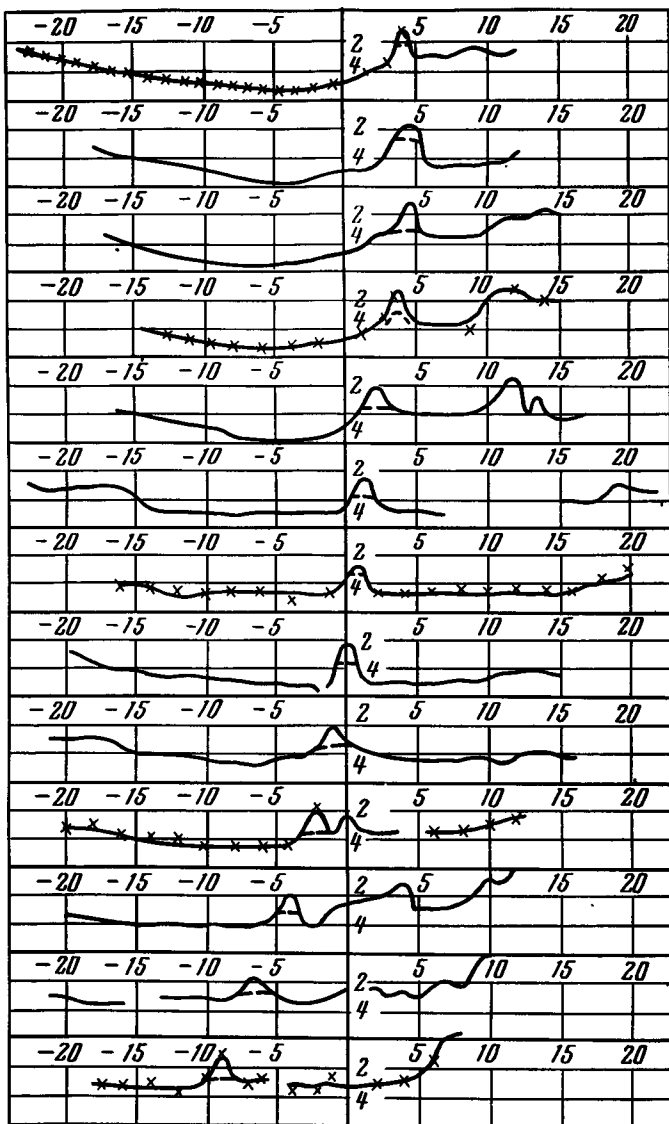


Рис. 50. Характерный радиолокационный профиль торфяной залежи месторождения Салас-1

измерения близок к нормальному со среднеквадратическим отклонением 12 см. В 57 % всех измерений ошибка не превышает 10 см, а в 74 % — 15 см во всем диапазоне изменения толщины торфяного слоя до 6 м. Анализ распределения ошибок измерения по площади торфяного массива показал, что ошибки одного знака группируются в крупные поля, в пределах которых появление ошибки другого знака маловероятно. Это указывает на то, что основным источником ошибок измерения толщины является неоднородность торфяного грунта по площади месторождения.

Построение непрерывных профилей толщины торфяной залежи (см. рис. 51) по данным радиолокационного зондирования позволило обнаружить важную особенность строения исследуемого месторождения — валообразное поднятие минерального дна, простирающееся в субмеридиональном направлении и являющееся естественным продолжением вытянутого в том же направлении суходола в северной части месторождения. Обнаруженный при радиолокационном зондировании вал являлся, вероятно, древним водоразделом, ограничивающим в то время озеро. Косвенным доказательством этого предположения являются особенности строения торфяного массива, выявленные при анализе данных радиолокационной разведки. Северо-западная часть месторождения, ограниченная выделенным поднятием, характеризуется максимальными значениями толщины торфа и пологим характером рельефа минерального дна. Мощность торфа в наиболее глубокой части составляет 4–6 м и плавно уменьшается к западной границе торфяной залежи. В отличие от северо-западной, юго-восточная часть месторождения характеризуется значительной изрезанностью рельефа минерального дна залежи, меньшими значениями мощности торфа, вплоть до выклинивания на суходолах. Сигналы, отраженные от минерального дна, характеризуются меньшей интенсивностью для северо-западной части месторождения, чем в остальной его части, при одних и тех же толщинах торфяного слоя. Это обстоятельство можно объяснить наличием довольно мощного и обширного по площади придонного переходного слоя в северо-западной части месторождения, что хорошо согласуется с известными данными о наличии в этой части больших запасов донных отложений и сапропеля. На всех радиолокационных профилях область поднятия характеризуется двумя отраженными сигналами. Первый из них соответствует границе между торфом и минеральным дном, а второй — границе пород минерального дна различного литологического состава.



— 1
 -- 2
 xxx 3

Рис. 51. Результаты разведки торфяного месторождения Салас-1 радиолокационным способом (по вертикали — глубина в м, по горизонтали — номера пикетов).

1 — граница между торфом и минеральным дном по данным радиолокационного зондирования; 2 — граница между породами минерального дна различного литологического состава; 3 — результаты ручного измерения мощности торфяного слоя

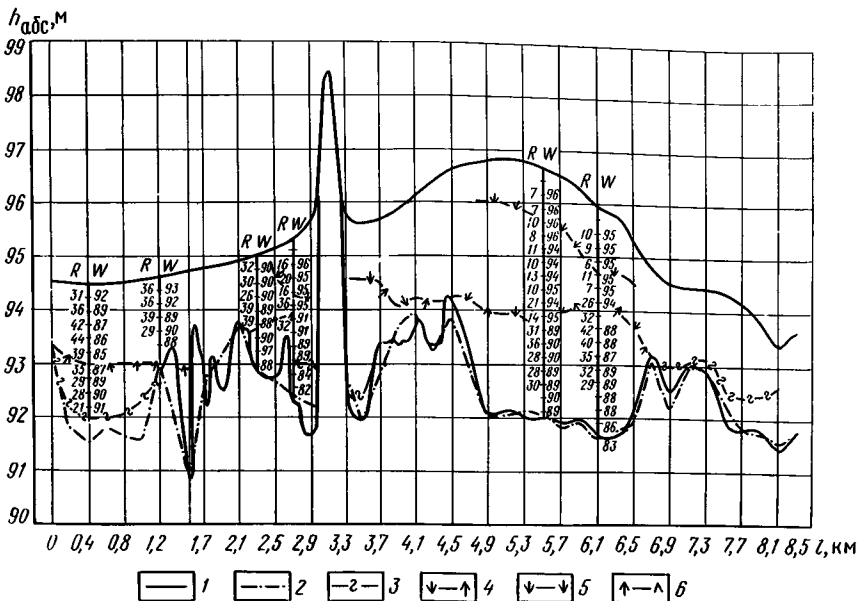


Рис. 52. Результаты интерпретации данных радиолокационного зондирования торфяного месторождения Салас-1 по трассе 1.

R — степень разложения, W — объемная влажность. Границы: 1 — торф — минеральное дно по данным радиолокационного зондирования; 2 — торф — минеральное дно по данным ручного зондирования; 3 — торф — сапрпель; 4 — верхового торфа с переходным; 5 — слоев верхового торфа различного вида; 6 — переходного торфа с низинным

При обработке результатов разведки на радиолокационных профилях были выделены сигналы, соответствующие отражениям от промежуточных границ внутри торфяного слоя, по которым определялась глубина залегания этих границ. Результаты такой интерпретации для трассы 1 совместно с данными выполненного после полевых работ лабораторного анализа проб торфяного грунта, взятого послойно через 25 см, представлены на рис. 52. Как следует из приведенных результатов, практически повсеместно фиксируются границы между слоями торфа различного типа, а в отдельных случаях — границы между торфом и сапрпелем и слоями торфа различного ботанического состава, отличающимися степенью разложения и влажностью. Было установлено, что промежуточные границы фиксируются в тех случаях, когда изменение влажности торфа в соседних слоях превышает 3%.

Отмеченное свойство радиолокационного способа разведки — дифференцирование слоев торфа различного типа было использовано при подсчете запасов торфа по категориям на месторождении Салас-1. Это позволило вдвое сократить количество трудоемких операций послойного (через 25 см) отбора проб торфяного грунта и их последующий лабораторный анализ.

Разведка осушенного торфяного месторождения

Радиолокационная разведка осушенного торфяного месторождения Циенас тирелис, разрабатываемого фрезерным способом, проводилась с целью определения оставшихся запасов торфа по категориям сырья для планирования работы цехов торфоперерабатывающих предприятий.

При добыче торфа фрезерным способом поверхность торфяного месторождения тщательно очищается от древесной и кустарниковой растительности и покрывается сетью ирригационных канав глубиной 1 м. Вследствие дренажа воды верхний слой торфа подсыхает, взрыхляется фрезерными прицепами, после чего торф в сухом виде собирается специальными машинами. Как правило, торф по площади месторождения выбирается неравномерно и через некоторое время после начала эксплуатации месторождения необходимо оценить оставшиеся запасы сырья. В соответствии с поставленной задачей трассы радиолокационного зондирования были проложены зигзагообразно по центрам участков, расположенных между ирригационными канавами. Их общая протяженность составила около 100 км.

Как показали результаты зондирования, на всех трассах разведки уверенно фиксировались сигналы, соответствующие отражениям от границы между торфом и минеральным дном, а также от границ слоев торфа различной степени разложения.

Радиолокационное зондирование показало, что количество оставшихся запасов торфа различных категорий распределено по площади поля неравномерно. В центральной части торф выбирается почти до минерального дна, тогда как на краевых участках его толщина может достигать нескольких метров. Количественная интерпретация данных радиолокационного зондирования проводилась с использованием значения скорости $V_T = 38,2$ м/мкс, полученного при калибровке на четырех контрольных точках. Слабое отличие скорости распространения зондирующего сигнала в торфе осушенного месторождения от скорости в торфе естественного залегающего объясняется очень малой фильтрационной способностью торфа, вследствие чего подсыхает лишь верхний (около 30 см) горизонт, тогда как в пределах основной толщи торфа влажность практически не меняется.

Зондирование торфяно-сапропелевых отложений с поверхности озера

Работы по радиолокационному зондированию торфяно-сапропелевых отложений с поверхности замерзшего озера были проведены при разведке торфяного месторождения Песочное Устюженского района Вологодской области. В качестве объекта исследований было выбрано одно из расположенных на торфяном массиве озер, характеризующееся максимальными толщинами воды, торфа и сапропеля. Толщина льда на озере составляла 0,5 м, большая часть поверхности льда была покрыта плотным снегом толщиной 0,1–0,2 м.

Транспортировка аппаратуры по поверхности льда проводилась вручную по профилям, расположенным параллельно через 40 м.

Анализ полученных радиолокационных профилей показал, что на всем

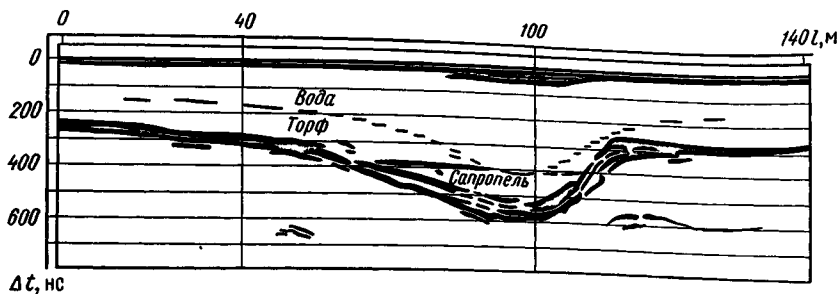


Рис. 53. Радиолокационный профиль озерных торфяно-сапропелевых отложений при зондировании с поверхности льда

протяжении трасс зондирования уверенно наблюдаются сигналы, соответствующие отражениям от границ между следующими слоями: вода – торф, торф – сапропель, вода – сапропель, торф – минеральное дно, сапропель – минеральное дно. В качестве примера на рис. 53 приведен фрагмент радиолокационного профиля на одном из участков трассы зондирования. Из представленных данных видно, что характер изменения радиолокационного профиля позволяет проследить за выклиниванием слоя торфа и соответственно увеличением мощности слоя сапропеля при переходе от прибрежной части озера к его средней, наиболее глубокой части. При этом отчетливо наблюдается многослойность сапропелевых отложений, что объясняется их различным видовым составом и влажностью.

При сопоставлении рассчитанных по результатам радиолокационного зондирования толщин слоев воды, торфа и сапропеля с фактическими данными было обнаружено, что оценка толщины слоя воды по данным ручного зондирования завышена на 0,5–0,7 м. Это объясняется тем, что при ручном зондировании верхнего, наиболее рыхлого слоя торфа или сапропеля за его верхнюю границу принимается горизонт, который надежно индицируется по вязкости, тогда радиолокационное зондирование позволяет выделить истинную границу залегания.

4.3. РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

Радиолокационное подповерхностное зондирование грунтовых вод на территории ЛатвССР

Первые эксперименты по радиолокационному измерению глубины залегания грунтовых вод с поверхности земли проводились на территории Бауского района ЛатвССР. Геологическое строение района проведения работ характеризуется сложностью подповерхностной структуры, представленной слоями песка, суглинка, супеси и гравия. Глубина залегания грунтовых вод изменялась от 1,5 до 6 м.

Радиолокационная аппаратура размещалась в грузовом отсеке автомобиля УАЗ-452, а антенная система буксировалась за автомобилем на расстоянии 2–3 м. Трассы зондирования прокладывались на участках грунтовых дорог вблизи контрольных скважин бурения.

Номер скважины	Глубина залегания отражающих границ по данным радиолокационного зондирования, м	Уровень грунтовых вод по данным бурения, м
P1	3,50	
	4,75	6,01
P2	2,92	
	6,58	3,11
89	1,67	1,68
88	2,22	2,06

Сопоставление результатов зондирования с геологическими данными дает хорошее качественное соответствие. Количественная оценка глубины залегания отражающих границ по результатам зондирования проводилась с использованием значения $Re\sqrt{\epsilon_{эф}} = 2$, характерного для большинства типов песчаных сред. Результаты такого расчета приведены в табл. 14.

Из представленных данных следует, что глубины залегания грунтовых вод по результатам бурения (скв. P2, 88 и 89) и радиолокационного зондирования хорошо совпадают. Расхождение измеренных уровней залегания грунтовых вод в районе скв. P1 объясняется удалением (около 10 м) трассы зондирования от места расположения скважины, что в условиях холмистого рельефа местности может приводить к заметным изменениям глубины залегания грунтовых вод.

Полученные результаты подтвердили возможность эффективного использования радиолокационной аппаратуры для решения практических задач, связанных с оценкой глубины залегания грунтовых вод с поверхности земли.

Практическое использование радиолокационного измерения уровня грунтовых вод для контроля гидрогеологического режима водозабора Балтээрс

Контроль состояния уровня грунтовых вод (УГВ) проводился на участке водозабора Балтээрс Рижского района ЛатвССР [8]. Гидрологический режим в районе проведения работ характеризуется локальными повышениями УГВ в местах расположения инфильтрационных бассейнов, в которые осуществляется закачка неочищенной воды с целью использования естественного песчаного грунта в качестве очистного фильтра. По мере эксплуатации бассейнов их дно и стенки заиливаются. Количество поступающей в грунт воды уменьшается, что вызывает снижение локальных поднятий грунтовых вод. В связи с этим возникает задача проведения периодического контроля УГВ, что позволяет судить об эксплуатационных характеристиках инфильтрационных бассейнов и прогнозировать сроки их профилактической очистки.

Радиолокационная съемка УГВ проводилась на трассе длиной около 800 м как в зимнее, так и в летнее время. Литологический состав грунтов

на контролируемом участке представлен однородными среднезернистыми и мелкозернистыми песками. Объемная влажность песков в зоне аэрации 8 %, влажность песков в насыщенном состоянии 35–40 %. Глубина залегания грунтовых вод вдоль трассы зондирования меняется от 4 до 7,5 м, мощность водоносного горизонта 20–50 м. Воды гидрокарбонатнокальциевые с минерализацией 0,2–0,3 г/л. Высота поднятия зоны капиллярной каймы 0,1–0,15 м.

Радиолокационная аппаратура размещалась в грузовом отсеке автомобиля, а антенны транспортировались по поверхности зондируемой среды на расстоянии 2–3 м. Отраженные сигналы записывались на магнитную ленту и одновременно наблюдались на экране контрольного осциллографа. Это дало возможность оперативно оценить глубины залегания УГВ по трассе зондирования, а в дальнейшем в стационарных условиях детально обработать полученную информацию и представить ее в виде радиолокационных профилей. Привязка результатов зондирования к местности осуществлялась путем включения калибрационных меток в моменты прохождения контрольных скважин.

Результаты проведенных работ показали, что, независимо от времени года и погодных условий, на всем протяжении трассы зондирования уверенно фиксируется граница между сухой и влагонасыщенной породой. В качестве примера на рис. 54 приведены радиолокационный профиль участка по трассе зондирования и положение УГВ. Прерывание профиля УГВ в районе скв. 7 вызвано экранирующим действием расположенного в данном месте железобетонного перекрытия водозаборного трубопровода.

Кроме профиля УГВ, наблюдающегося на всем протяжении трассы зондирования, в зоне аэрации отчетливо фиксируются контуры двух локальных включений (одно из которых находится в районе скв. 8) породы, отличающейся от вмещающего грунта. Контрольным бурением здесь был обнаружен на глубине 4,5 м слой влажной супеси ($W \approx 25\%$) мощностью 0,6–0,8 м. В конце трассы наблюдается отчетливое выклинивание верхнего слоя породы. Как показали результаты анализа проб грунта, в данном случае зафиксирована граница между пылеватыми (верхний слой) и мелкозернистыми (нижний слой) песками, имеющими различную влажность в естественном залегании. Характерные сигналы на радиолокационном профиле в виде гипербол, в частности между скв. 4 и 5, вызваны отражениями от погруженных трубопроводов, расположенных перпендикулярно к трассе зондирования.

Скорость распространения зондирующего сигнала во вмещающем грунте, необходимая для интерпретации данных зондирования, была рассчитана по результатам первого эксперимента путем сопоставления данных зондирования с результатами режимных измерений в наблюдательных скважинах ($\bar{v}_n = 156$ м/мкс). Полученное значение скорости принималось затем неизменным и использовалось для интерпретации данных всех последующих работ. При этом погрешность измерения УГВ не превышала 5 %. Сравнение результатов измерения УГВ радиолокаци-

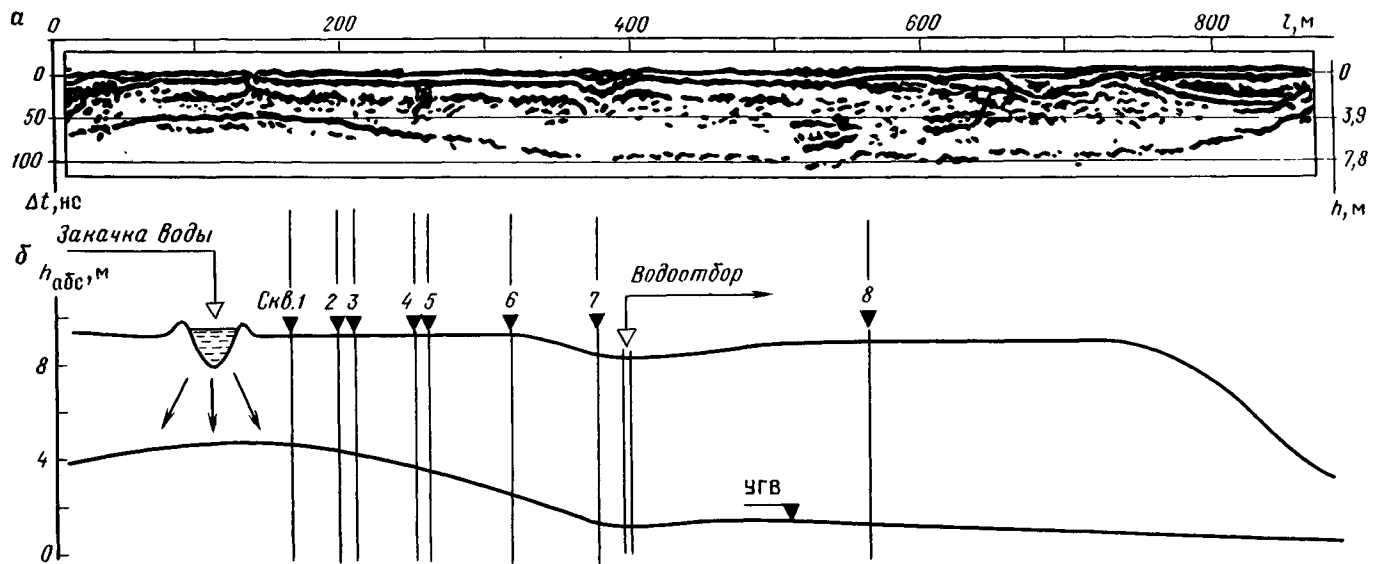


Рис. 54. Радиолокационный профиль (а) и гидрогеологический разрез (б) по трассе зондирования на участке водозабора Балтззерс

Таблица 15

Номер контрольной скважины	Уровень грунтовых вод, м		Относительная ошибка измерений, %
	Радиолокационное измерение	Режимный промер	
1	4,55	4,50	
2	5,02	4,92	1,1
3	5,06	4,98	2,0
4	5,46	5,60	1,6
5	5,62	5,45	2,5
6	6,53	6,55	3,1
8	7,36	7,58	0,3
			2,9

онным методом с данными режимных наблюдений в контрольных скважинах приведено в табл. 15.

Оценка электрофизических характеристик песчаного грунта зоны аэрации (влажность $W = 8\%$) дает $\epsilon'_{эф} \approx 3,7$ и $\Gamma_{п} \approx 1,8$ дБ/м. Для линзы влажной супеси ($W \approx 25\%$) $\epsilon'_{эф} \approx 30$ и $\Gamma_{сп} \approx 4$ дБ/м.

Радиолокационное зондирование грунтовых вод на территории Казахстана

Эксперименты по радиолокационному подповерхностному зондированию грунтовых вод с наземного транспорта на территории Казахстана выполнялись в районе пос. Байсакал и Аиркум по тем же трассам (маршруты 5 и 6), по которым выполнялось зондирование грунтовых вод с борта самолета (см. разд. 3.5). Для проведения работ подбирались участки трасс, на которых возможность радиолокационного измерения глубины залегания грунтовых вод с борта самолета ограничивалась разрешающей способностью используемой бортовой аппаратуры ($h_{\min} = 5 \div 6$ м).

Проведенные эксперименты показали, что на участках, сложенных тяжелыми грунтами (глины, суглинки), отраженные сигналы весьма малочисленны и слабопредставительны. В то же время на участках с более легким составом грунтов уверенно регистрируются сигналы, соответствующие отражениям от подповерхностных границ, находящихся на глубине до 6–7 м.

На рис. 55 в качестве примера приведены фрагмент радиолокационного профиля и гидрогеологический разрез на одном из участков зондирования в районе пос. Аиркум вблизи скв. 125. Как следует из приведенных данных, здесь фиксируются сигналы, временной интервал между которыми вдоль трассы зондирования изменяется от 45 до 120 нс. Расчет глубины залегания отражающих границ (выполненный для $\text{Re}\sqrt{\epsilon'_{эф}} = 3$) показывает, что эти сигналы обусловлены подповерхностными неоднородностями, находящимися на глубине от 2,25 до 6 м. Сравнительный анализ результатов радиолокационного зондирования и гидрогеологического разреза позволяет установить, что к зафиксированным неоднородностям относятся границы между сухим и влажным песком, а также песками различного гранулометрического состава.

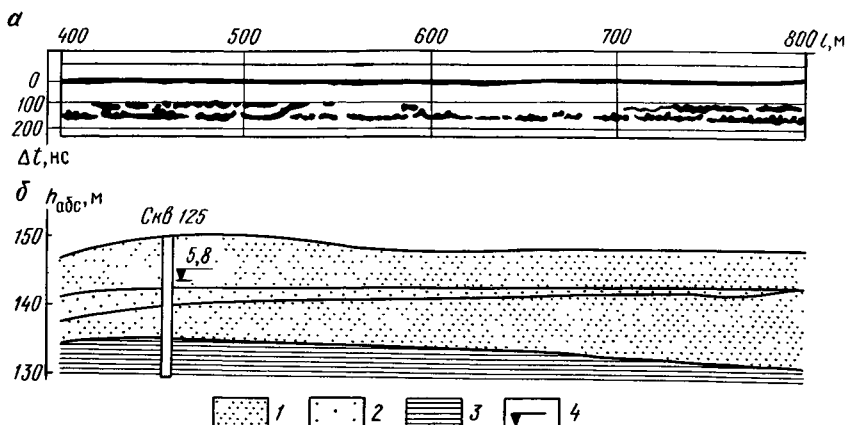


Рис. 55. Радиолокационный профиль (а) и гидрогеологический разрез (б) по трассе зондирования в районе пос. Аиркум.

1 — песок мелкозернистый; 2 — песок среднезернистый; 3 — глина; 4 — уровень грунтовых вод в скважине в метрах

4.4. РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ПОДПОВЕРХНОСТНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ МЕРЗЛЫХ ПОРОД, КАРСТА И ПОГРЕБЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ

Радиолокационное подповерхностное зондирование мерзлых пород

Экспериментальные работы по радиолокационному зондированию мерзлых пород с поверхности земли были проведены нами на севере Западной Сибири в районе газопровода Новый Уренгой — Надым. Трасса радиолокационного зондирования длиной около 400 м проходила по участку неасфальтированной дороги, покрытой утрамбованным снегом толщиной 10–20 см. По данным электроразведки, основанием дороги служил однородный промерзший песчаный грунт.

В экспериментах использовалась аппаратура, структурная схема которой приведена на рис. 45. Зондирование проводилось на двух частотах с применением антенн, различающихся размерами в 2 раза.

Анализ результатов работ показал, что радиолокационные профили, полученные на различных частотах, практически идентичны. Один из радиолокационных профилей приведен на рис. 56. Отраженный сигнал на

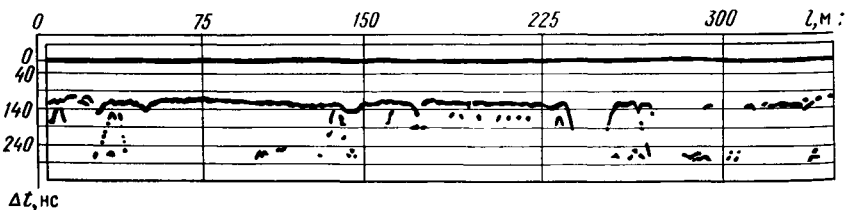


Рис. 56. Радиолокационный профиль участка мерзлых пород

радиолокационном профиле имеет вид протяженной линии с двумя значительными разрывами. Глубина залегания отражающей границы при использовании для мерзлого песка значения $Re\sqrt{\epsilon_{эф}} = 2 \div 2,5$ изменяется от 3 до 4 м. Наиболее вероятно, что зафиксированной отражающей границей является раздел между промерзшим и талым грунтом, а в местах отсутствия отраженных сигналов располагаются линзы вечной мерзлоты, где сезонноталые породы промерзают зимой до вечномерзлых.

Обнаружение и оконтуривание карста

Среди поверхностных карстовых форм наиболее распространенными являются воронки. Они встречаются на участках, где карстующиеся породы обнажены, и там, где они прикрыты более молодыми образованиями малой мощности. Воронки бывают самых различных размеров в поперечнике — от нескольких метров до нескольких сотен метров — и глубиной от 1–2 до 10–12, реже 15–20 м.

Работы по исследованию возможности обнаружения и оконтуривания карстовых воронок в толще доломита методом радиолокационного подповерхностного зондирования проводились на месторождении доломита вблизи пос. Биржи ЛатвССР. Толща доломита мощностью более 10 м с интенсивно развитым поверхностным карстом перекрыта сверху слоем глины и моренного суглинка толщиной от 1,5 до 2,5 м.

Трассы радиолокационного зондирования, расположенные параллельно через 40 м, были предварительно размечены пикетами через 20 м. Аппаратура устанавливалась на автомобиле УАЗ-469, а антенная система транспортировалась за автомобилем на расстоянии 2 м. Одна из трасс зондирования пересекала воронкообразное понижение рельефа глубиной около 0,5–0,7 м, где по предварительным данным электроразведки должна находиться карстовая воронка.

Радиолокационный профиль подповерхностной структуры среды по отмеченной выше трассе приведен на рис. 57, где отчетливо фиксируется граница между глиной и доломитом, а в районе отметок 580–620 м — карстовая воронка со слоистым заполнением.

Контрольное бурение, проведенное ручным буром, на отметке 600 м показало, что карстовая воронка на глубину до 1,8 м заполнена слабо разложившимся торфом, покрытым сверху почвенным слоем толщиной

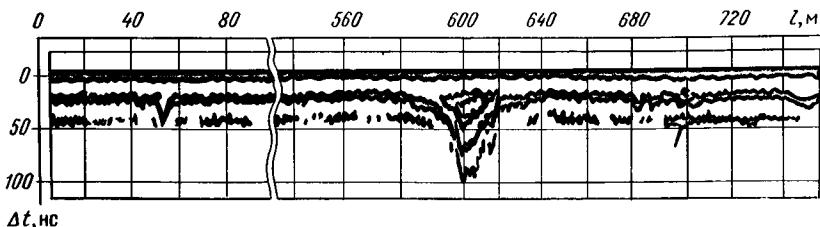


Рис. 57. Радиолокационный профиль среды по трассе разведки, пересекающей центр карстовой воронки

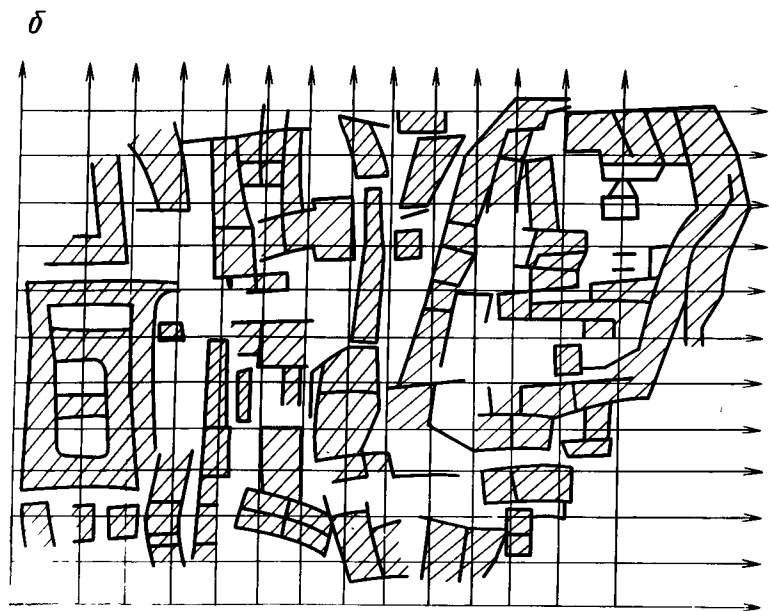
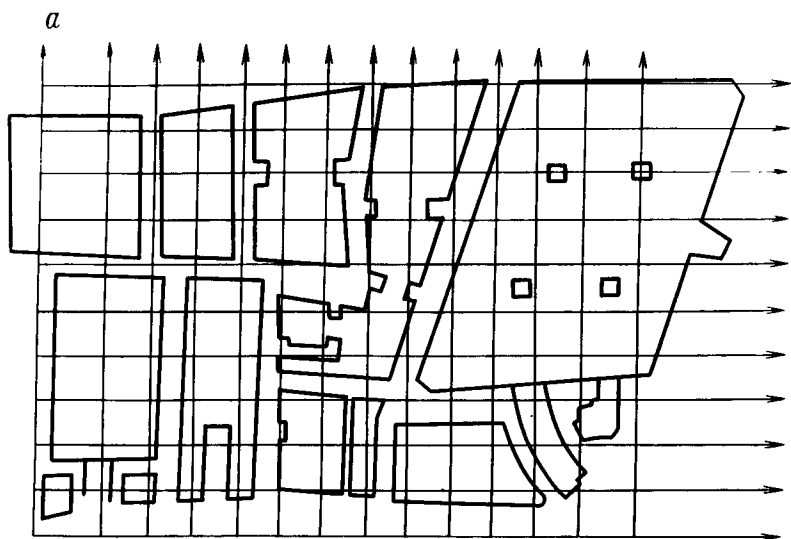


Рис. 58. План расположения фундаментов зданий по историческим материалам (а) и по данным радиолокационного зондирования (б)

около 0,5 м. Снизу торф до доломита подстиляется суглинком на глубину до 6 м.

Кроме указанной воронки, был обнаружен ряд более мелких карстовых воронок (например, между отметками 40 и 80 м), которые не имели никаких проявлений на поверхности. Во всех случаях контрольное бурение подтвердило наличие карстовых воронкообразных образований, заполненных глиной или моренным суглинком.

Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в археологии

Работы по исследованию возможности практического применения радиолокационного метода для решения задач археологии проводились совместно с Министерством культуры ЛатвССР на территории старой Риги. Целью работ являлось уточнение местоположения погребенных фундаментов разрушенных зданий.

В соответствии с решаемой задачей трассы зондирования на исследуемом участке располагались по прямоугольной сетке через 2,5 м. Общее число трасс зондирования — 25.

Анализ полученных результатов показал, что при пересечении трассой зондирования погребенного фундамента на радиолокационном профиле фиксируется гипербола, положение вершины которой соответствует местоположению фундамента.

Проведенная интерпретация результатов зондирования на всех трассах позволила построить поле гипербол, вершины которых затем соединялись для получения истинного плана расположения фундаментов зданий. Полученный по данным радиолокационного зондирования план (рис. 58, б) хорошо согласуется с планом, составленным по историческим материалам (рис. 58, а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барелл Дж. А., Питерс Л. Распространение низкочастотных видеоимпульсов в средах с потерями. Пер. с англ. — ТИИЭР, 1979, т. 67, № 7, с. 6—18.
2. Богородский В.В., Трепов Г.В. Радиолокационное измерение толщины залежей торфа и сапропеля. — Журнал технической физики, 1979, т. 49, вып. 3, с. 670—673.
3. Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. 2-е изд., перераб. и доп. М., Наука, 1973.
4. Габиллард Р., Дезок П., Уэйт Дж. Радиосвязь между подземными и подводными пунктами. Пер. с англ. — Зарубежная радиоэлектроника, 1972, № 12, с. 16—34.
5. Глотов В.П., Кутев В.А., Финкельштейн М.И. О реализации подповерхностного зондирования слоистых земных покровов при помощи когерентного радиолокатора с доплеровской фильтрацией. — Радиотехника и электроника, 1981, т. XXVI, № 3, с. 560—569.
6. Глушнев В.Г., Слуцкер Б.Д., Финкельштейн М.И. Об измерении некоторых электрофизических характеристик при радиолокационном зондировании мерзлых почв. — Изв. вузов, сер. Радиофизика, 1976, т. 19, № 1, с. 59—63.
7. Давс Д.С. Высокочастотные электромагнитные методы исследования скважин. М., Недра, 1973.
8. Измерение глубины залегания грунтовых вод в песчаных отложениях методом радиолокационного зондирования / В.П. Золотарев, Л.М. Кофман, Г.Н. Сычев, М.И. Финкельштейн. — Водные ресурсы, 1982, № 4, с. 176—179.
9. Кей С.М., Марпл С.Л. Современные методы спектрального анализа. Пер. с англ. — ТИИЭР, 1981, т. 69, № 11, с. 5—51.
10. Клишес Т.М., Трепов Г.В. Измерение электрических характеристик мерзлых и талых пород в диапазоне частот 10—120 МГц. — Экспресс-информация. — Обзор. Региональная, разведочная и промысловая геофизика, М., изд. ВИЭМС, с. 13—20.
11. Кротилов В.Д. Некоторые электрические характеристики земных пород и их сравнение с характеристиками поверхностного слоя Луны. — Изв. вузов, сер. Радиофизика, 1962, т. 5, № 6, с. 1057—1061.
12. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Электродинамика сплошных сред. М., Наука, 1982.
13. Лещанский Ю.И., Лебедева Г.Н., Шумилин В.Д. Электрические параметры песчаного и глинистого грунтов в диапазоне сантиметровых, дециметровых и метровых волн. — Изв. вузов, сер. Радиофизика, 1971, т. 14, № 4, с. 563—569.
14. Пархоменко Э.И. Электрические свойства горных пород. М., Наука, 1965.
15. Петровский А.Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике. М., Недра, 1971.
16. Практическое применение метода радиолокационного подповерхностного зондирования в задачах детальной разведки месторождений торфа и гидрорежимных наблюдений на территории Латвийской ССР / М.И. Финкельштейн, В.П. Золотарев, А.Я. Биргер, Л.Я. Буш — Изв. АН ЛатвССР, сер. Физические и технические науки, 1982, № 5, с. 83—87.
17. Радиолокационное зондирование мерзлых грунтов с борта самолета / О.П. Власов, В.И. Горный, В.А. Кутев, М.И. Финкельштейн. — Изв. вузов, сер. Геология и разведка, 1978, № 5, с. 145—148.
18. Радиолокационное подповерхностное зондирование торфяного грунта / М.И. Финкельштейн, В.А. Кутев, О.П. Власов и др. — Докл. АН СССР, 1979, т. 219, № 6, с. 1427—1429.
19. Радиолокационная система для исследования поверхности Луны, установленная на борту космического корабля "Аполлон-17". Пер. с англ. / Л.Дж. Порчелло, Р.Л. Хордан, Дж.С. Зеленка, Г.Ф. Адамс. — ТИИЭР, 1974, т. 62, № 6, с. 140—159.
20. Финкельштейн М.И. Подповерхностная радиолокация. — Радиотехника, 1977, т. 32, № 11, с. 6—16.

21. *Финкельштейн М.И., Кутев В.А.* О зондировании морского льда при помощи последовательности видеоимпульсов. — Радиотехника и электроника, 1972, т. 17, № 10, с. 2107—2112.
22. *Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Власов О.П.* Радиолокационное зондирование грунтовых вод под слоем песка. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6, с. 1429.
23. *Финкельштейн М.И., Мендельсон В.Л., Кутев В.А.* Радиолокация слоистых земных покровов. Под ред. М.И. Финкельштейна, М., Сов. радио, 1977.
24. *Финкельштейн М.И., Лазарев Э.И., Чижов А.Н.* Радиолокационные аэроледомерные съемки рек, озер, водохранилищ. Под ред. М.И. Финкельштейна, Л., Гидрометеиздат, 1984.
25. *Хилл Д.Е.* Зависимость электромагнитных характеристик почвы от влажности, плотности почвы и частоты. Пер. с англ. — ТИИЭР, 1974, т. 62, № 1, с. 122—127.
26. *Хмелевской В.К.* Краткий курс разведочной геофизики. Изд. МГУ, 1979.
27. *Черняк Г.Я.* Диэлектрические методы исследования влажных грунтов. М., Недра, 1964.
28. *Чубаров В.Н.* Питание грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. М., Недра, 1972.
29. *Annan A.P., Davis J.L.* Impulse radar sounding in permafrost. Radio Science, 1976, v. 11, N 4, p. 383—394.
30. *Balanis C.A., Shepard P.W., Ting F.T.C. and Kardosh W.F.* Anisotropic Electrical Properties of Coal — IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing, 1980, v. GE-18, N 3, p. 250—256.
31. *Cook J.C.* Radar Transparencies of Mine and Tunnel Rocks. — Geophysics, 1975, v. 40, N 5, p. 865—885.
32. *Darracott B.W., Lake M.I.* An initial appraisal of ground probing radar for site investigations. — In: Britain Ground Engineering, 1981, April, p. 14—18.
33. *Davis I.L., Annan A.P.* Electrical Properties of Saskatchewan Rotasch ORG in Situ. — Geol. Surv. Can., 1977, Pap. 77-1B, p. 75—76.
34. *Dolphin L.T., Bollen R.L. and Oetzel G.N.* An underground electromagnetic sounder experiment. — Geophysics, 1974, v. 39, N 1, p. 49—55.
35. *Jakhula P., Ylinen P., Tiuri M.* Measurement of Ice and Frost Thickness with an FM-CW Radar. — In: Proc. 10th Eur. Microwave Conf., Warszawa, 1980, Sevenoaks, s.a. 584—599.
36. *Olhoft G.R.* Electrical Properties of Permafrost. — In: Proc. 3-rd Int. Conf. Permafrost, Edmonton, 1978, v. 1, p. 127—131.
37. *Radar* in subsurface investigation. — Geophysics, 1980, v. 45, N 4, p. A-118 — A-120.
38. *Unterberger R.R.* Subsurface Dips by Radar Probing of Permafrost. — In: Proc. 3-rd Internat. Conf. on Permafrost, Edmonton, Alberta, Canada, 1978, v. 1, p. 574—579.
39. *Wait J.R.* Electromagnetic Waves in Stratified Media. — Macmillan, New York, 1962, Ch. 2, 515p.
40. *Wong J., Rossiter J.R., Olhoft G.R.* Permafrost: electrical properties of the active Layer measured in situ. — Canadian Journal of Earth Science, 1977, v. 14, N 4 (Part 1), p. 582—586.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Распространение и отражение электромагнитных волн в поглощающих средах	8
1.1. Электрические характеристики вещества.	8
1.2. Электрические свойства горных пород в высокочастотном электромагнитном поле	13
1.3. Отражение плоской электромагнитной волны от слоистой среды	23
1.4. Распространение сферической электромагнитной волны в поглощающей среде	35
Глава 2. Особенности построения и основные параметры радиолокаторов подповерхностного зондирования	42
2.1. Методы радиолокационного подповерхностного зондирования	42
2.2. Энергетические соотношения при радиолокационном зондировании	47
2.3. Формирование радиоимпульсов методом ударного возбуждения антенны	55
2.4. Обработка подповерхностных радиолокационных сигналов	61
Глава 3. Радиолокационное подповерхностное зондирование земных покровов с борта летательного аппарата	68
3.1. Радиолокационные профили зондируемых сред.	68
3.2. Доплеровская фильтрация отраженных сигналов при радиолокационном подповерхностном зондировании земных покровов	75
3.3. Радиолокационное подповерхностное зондирование грунтовых вод на территории Туркмении	82
3.4. Радиолокационное подповерхностное зондирование мерзлых грунтов	88
3.5. Радиолокационное подповерхностное зондирование грунтов на территории Казахстана	96
Глава 4. Результаты практического использования радиолокационного зондирования с поверхности земли	103
4.1. Радиолокационная аппаратура для зондирования с поверхности земли	103
4.2. Использование радиолокационного подповерхностного зондирования при разведке торфяных месторождений	105
4.3. Радиолокационные измерения глубины залегания грунтовых вод.	117
4.4. Радиолокационное подповерхностное зондирование мерзлых пород, карста и погребенных сооружений.	122
Список литературы	126