

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

имени М. В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Пятилова Анна Михайловна

**АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОЙ
ЗАПИСИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СВОЙСТВ СРЕДЫ**

25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков полезных
ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата технических наук

Научный руководитель:

доктор физико-математических наук,

профессор

Владов Михаил Львович

Москва — 2020

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Обзор работ и материалов по теме диссертации	12
1.1. Теоретические аспекты распространения электромагнитных волн	12
1.2. Определение свойств среды	16
1.2.1. Затухание электромагнитных волн	20
1.2.2. Исследования связанные с влагонасыщенностью	24
1.3. Лабораторные исследования	29
1.3.1. Эмпирические зависимости реальных сред от свойств компонентов и состава	37
1.4. Постановка задачи	46
Глава 2. Георадиолокационные исследования на образцах (физическое моделирование)	50
2.1. Аппаратура	50
2.2. Методика экспериментов	51
2.1.1. Размеры образцов	51
2.1.2. Модели среды	51
2.1.3. Волны-помехи и выбор оптимальной методики	51
2.1.4. Описание экспериментов	56
2.3. Результаты экспериментов	59
2.4. Анализ динамических характеристик экспериментальных записей	84
2.4.1. Оценка поглощения	84
2.4.2. Расчет электропроводности	101
2.5. Выводы к главе 2	104
Глава 3. Оценка коэффициента поглощения и проводимости по данным георадиолокации на различных примерах пресноводных акваторий	106
3.1. Пруд на р. Пехорка	107
3.2. Озерки	109
3.3. Озеро Глубокое	111
3.4. Нильмозеро	113

3.5. Озеро Верхнее	117
3.6. Выводы к главе 3	122
Заключение	124
Список использованной литературы	125
Список иллюстраций	132
Список таблиц	138
Приложения	139

Введение

Георадиолокация является на данный момент широко распространенным геофизическим методом.

Метод георадиолокации основан на излучении и приеме электромагнитного импульса электромагнитного поля, отраженного от границ раздела в среде, имеющих различную диэлектрическую проницаемость. Также, как и в сейсморазведке, в георадиолокации принят лучевой подход к описанию распространения волн в среде (Калинин, 2003). В результате такого подхода информационными сигналами в георадиолокации являются прямые проходящие, отраженные и дифрагированные волны. В наиболее распространенном варианте подповерхностной георадиолокации, когда приемная и излучающая антенны объединены в один блок, рассматриваются только отраженные и дифрагированные волны. В вариантах георадиолокационных наблюдений, связанных с изменением расстояния между излучающей и приемной антеннами, также как и в соответствующих модификациях сейсморазведки, - томография и просвечивание, - изучаются прямые проходящие волны, распространяющиеся от источника к приемнику через среду.

С помощью излучающей антенны - источника электромагнитные импульсы излучаются в среду. Часть энергии отражается или рассеивается от границ раздела или объектов, находящихся в среде. Прямые и отраженные импульсы электромагнитной волны записываются как функции времени прохождения волны. Используемые в георадиолокации антенны принимают импульс напряженности электрического поля.

Существует несколько основных различий, имеющих значение для практических работ в полевых условиях и обработке данных. Скорость и поглощение электромагнитных волн зависят от частоты. Частотная зависимость в большей степени, чем в сейсморазведке, является причиной изменения формы импульса в процессе распространения, отражения и дифракции на границах.

Расстояние, на которое распространяются электромагнитные волны в общем случае ограничено проводимостью среды. Только в средах с малыми потерями электромагнитная волна может распространяться достаточно глубоко, чтобы обеспечить полезную информацию о строении разреза. Область действия георадиолокации в приповерхностной части разреза, сложена породами, которые обладают широким диапазоном сопротивлений (от первых Ом·м до тысяч Ом·м). (Davis and Annan, 1989).

Все выше сказанное, как и в поле упругих волн, так и в поле электромагнитных волн предполагает модель линейного поведения среды, т.е. отсутствие зависимости скорости распространения и изменения формы сигнала при распространении в среде от энергии

первоначального импульса (амплитуды зондирующего сигнала). В то же время в некоторых результатах полевых наблюдений и лабораторных опытов проявляются признаки нелинейных процессов (Калинин, Владов, Ошкин, 2010). К трудно объяснимым явлениям следует отнести различия в волновых картинах, полученных в одной и той же однородной среде с использованием одной и той же аппаратуры при различных расстановках источник/приемник – при их совмещенном положении и раздельном. (Владов, Пятилова, 2016)

Изначально метод применялся для исследований естественных геологических сред. В последнее время метод одинаково хорошо применяются и для изучения искусственных сред, таких как древесина, бетон и асфальт. (Jol, 2009)

Существование многочисленных сред с малыми диэлектрическими потерями вместе с широким спектром частот электромагнитных волн приводит к широкому кругу задач для георадиолокации. (Jol, 2009)

Начиная с 1970-х годов до настоящего момента область применения метода расширялась постоянно, и теперь включает неразрушающий контроль зданий и конструкций, археологию, оценку качества дорог и туннелей, расположение пустот и резервуаров, туннелей и шахт, обнаружение труб и кабелей, а также спутниковое дистанционное зондирование. Для каждой задачи разрабатывается специальное оборудование, и у пользователя теперь есть выбор оборудования и методов исследования. (Daniels, 2004)

В книге (Daniels, 2004) рассматриваются и анализируются конкретные примеры георадиолокационных работ для геологических, археологических, инженерно-геологических исследований, при поисках коммуникаций, мин, исследованиях регионов вечной мерзлоты, ледников, зоны нефтезагрязнений, загрязнения почв, варианты работ скважинной георадиолокации.

В книге Старовойтова А.В. (2008) приводятся примеры георадиолокационных работ как для решения геологических задач (гидрогеологические, геологические исследования, исследования на пресноводных акваториях, в районах многолетнемерзлых пород), так и инженерно-геологических задач (поиск объектов различного происхождения, обследования железнодорожных насыпей, автомобильных дорог, взлетно-посадочных полос аэродромов, изучение конструктивных особенностей зданий и сооружений).

Таким образом, круг задач, решаемых с использованием метода георадиолокации весьма широк и ограничивается, в основном, глубиной исследования (первые десятки метров).

Георадарные исследования проводятся преимущественно по методике георадарного профилирования, в процессе которого определяются, в основном, кинематические параметры волнового поля. В частности, на основании имеющихся методик может быть определена фазовая скорость распространения электромагнитных волн в материальной среде и, соответственно, диэлектрическая проницаемость среды. В последнее время появился значительный интерес к изучению динамических характеристик электромагнитного поля при георадарных исследованиях. В частности, дополнительные возможности при изучении свойств грунтов открываются при оценке затухания электромагнитного поля, обусловленных электропроводностью. Возможность оценки электропроводности грунтов при проведении изысканий трасс линейных сооружений могла бы открыть большие перспективы перед георадарным методом, позволяя вести непрерывную оценку коррозионной активности грунтов и облегчая интерпретацию материала при работе в условиях многолетнемерзлых грунтов. В связи с этим вопросы динамики электромагнитного поля и распространения электромагнитного импульса в реальных средах вызывают живой интерес многих специалистов-геофизиков.

Проблема эффективного использования георадиолокации также заключается в отсутствии атрибутов (по аналогии с сейсморазведкой), которые связывали бы георадиолокационную запись с литологическими свойствами исследуемой среды, ее количественными параметрами (например, влажность, глинистость, плотность и т.п.). В сейсморазведке уже давно существует множество методик атрибутивного анализа, создано специальное программное обеспечение. В георадиолокации такого широкого распространения атрибутивный анализ пока не имеет в силу отсутствия прямых зависимостей между динамическими характеристиками записи и свойствами среды.

Актуальность

Метод георадиолокации обладает рядом преимуществ по сравнению с другими методами исследования верхней части разреза: мобильность, высокая скорость выполнения работ, относительно малая трудозатратность, возможность получения данных высокого разрешения на большой площади, относительная простота обработки и интерпретации данных, возможность проводить исследования без нарушения сплошности среды. Именно эти преимущества обуславливают широкое использование метода георадиолокации при решении большого круга инженерно-геологических задач. Вместе с тем, получаемые результаты в большинстве случаев ограничиваются данными о геометрическом строении разреза и глубинах залегания объектов в среде, и не отражают литологических

характеристик, количественных особенностей горных пород, таких как, например, влажность, проницаемость, пористость, глинистость.

Технология современной георадиолокации не предусматривает количественного анализа динамических характеристик волновых картин. В то же время пример сейсморазведки указывает на перспективность обработки динамики записи. Именно динамические характеристики несут информацию о свойствах исследуемой среды, отображая ее поведение в поле высокочастотных электромагнитных волн. Использование этой информации в качестве дополнения к традиционному анализу только кинематических характеристик позволяет существенно повысить эффективность георадиолокационных исследований в целом.

Степень разработанности

Существенный вклад в изучение динамических характеристик записи внесли Максвелл Д.-К., Ампилов Ю.П., Петровский А.Д., Калинин А.В., Финкельштейн М. И., Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. и многие другие. За рубежом данная тема активно разрабатывалась Debye P., Annan A. P., Jol H.M., Balanis C.A., Daniels D., Turner G., Siggins, A.F., Liu H-P., Kjartansson E. Этот список не является исчерпывающим.

В настоящее время интерес представляет определение свойств среды с помощью анализа динамических характеристик георадиолокационной записи, что существенно может повысить эффективность использования метода георадиолокации в решении различных задач.

Цель диссертационной работы заключается в анализе возможности использования динамических характеристик георадиолокационных данных для определения свойств среды на основе лабораторных исследований и возможности применения данного анализа при натурных наблюдениях.

Для достижения поставленной цели были решены следующие **задачи**:

- 1.** Обзор современного состояния проблемы измерений динамических характеристик записи в георадиолокации.
- 2.** Разработка методики лабораторных исследований, позволяющих определять динамические и кинематические характеристики отраженных и проходящих волн в моделях среды с контролируемыми параметрами.
- 3.** Физическое моделирование процессов распространения электромагнитных волн в поглощающих средах.

4. Опробование разработанного подхода к оценке проводимости среды на полевых георадиолокационных данных.

Научная новизна

1. Предложена новая методика проведения георадиолокационных лабораторных измерений, позволяющих менять длину пробега электромагнитной волны в образце без изменения размеров образца.

2. В ходе георадиолокационных исследований получены новые зависимости изменений коэффициента поглощения, удельного электрического сопротивления от влажности и солености грунта

3. Впервые предложена методика обработки георадиолокационных данных на акваториях, позволяющая оценивать латеральную изменчивость проводимости поддонного слоя.

Защищаемые положения

1. Предложенная методика физического моделирования процесса распространения электромагнитных волн георадарного диапазона дает дополнительные возможности изменения длины пробега электромагнитной волны в образце без изменения размеров образца за счет использования отдельных источника и приемника.

2. Основанный на проходящих и отраженных волнах лабораторный метод анализа изменения интенсивности и формы высокочастотных электромагнитных импульсов, распространяющихся в образце горной породы, используется для определения частотно зависимых электрических параметров.

3. Результаты лабораторных исследований применены для решения эколого-геологических и инженерно-геологических задач с использованием оценки латеральной изменчивости проводимости поддонного слоя в пресноводных акваториях.

Практическая значимость

Методика проведения георадиолокационных лабораторных измерений с использованием комбинаций проходящих и отраженных волн позволяет проводить физическое моделирование на образцах сред с контролируемыми свойствами при неизменных размерах образца, моделируя кратное увеличение пути пробега в среде.

Предложенный в работе подход использования динамических характеристик георадиолокационной записи позволяет охарактеризовать модель среды эффективными значениями действительной и мнимой частей комплексной относительной

диэлектрической проницаемости как функций частоты в диапазоне частот возбуждаемого сигнала. Это, в свою очередь, дает возможность изучать частотно зависимые коэффициент поглощения и проводимость, которые несут информацию о петрофизических параметрах модели. При этом использование кратных волн позволяет изучать эти характеристики для разных путей пробега в среде при фиксированной мощности слоя. Например, в результате обработки сети георадиолокационных профилей на пресноводных акваториях с последующей оценкой изменений проводимости в поддонном слое представляется возможным оценить параметр глинистости и его латеральной изменчивости внутри поддонного слоя на площади, что, в свою очередь может помочь восстановить условия осадконакопления или оценить уровень загрязнения слоя и водной толщи.

Достоверность

Все исследования, которые отражены в диссертационной работе, были выполнены с использованием современного оборудования. Все выводы и рекомендации, предложенные соискателем, теоретически обоснованы. Достоверность результатов демонстрируется как на данных физического моделирования, так и на полевых данных. Полученные результаты не противоречат результатам, представленным в опубликованных ранее литературных источниках, и согласуются с полевыми материалами.

Апробация работы

Основные положения диссертационной работы докладывались на различных научных конференциях:

1. **Пятилова А. М.**, Старовойтов А. В. Изучение ослабленных зон в верхней части разреза (ВЧР) методом георадиолокации // VII международная научно-практическая конференция и выставка "Инженерная геофизика - 2011", Москва, Россия, 2011.
2. Старовойтов А.В., **Пятилова А. М.**, Калашников А. Ю. GPR study of depressed areas in the upper cross-section // Near Surface Geophysics, Leicester, UK, Великобритания, 8-17 сентября 2011.
3. **Пятилова А.М.**, Владов М.Л., Турчков А.М., Модин И.Н., Бобачев А.А. Исследования на Александровском полигоне методом георадиолокации с использованием моностатического георадара «ПИТОН» // Инженерная геофизика 2012, Геленджик, 23-27 апреля 2012.
4. Владов М.Л., **Пятилова А.М.** Оценка проводимости геологической среды по данным георадиолокации // Международная научно-практическая конференция «Георадар-2017», Москва, Россия, 26-29 сентября 2017.

5. **Пятилова А. М.** Расчет коэффициента поглощения по данным георадиолокации на примере озера Верхнее // Международная научно-практическая конференция «Георадар-2017», Москва, Россия, 26-29 сентября 2017.

6. Старовойтов А.В., **Пятилова А.М.**, Валиуллина К.З., Ошкин А.Н. Стрoение осадочного чехла на пресноводных озерах вблизи Беломорской биологической станции (ББС) МГУ по данным георадиолокации и бурения // Международная геолого-геофизическая конференция и выставка "ГеоЕвразия-2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии", Москва, Россия, 4-7 февраля 2019.

Тезисы докладов:

1. Старовойтов А. В., **Романова А. М.**, Калашников А. Ю. Изучение ослабленных зон в верхней части разреза (ВЧР) методом георадиолокации. // Международная научно-практическая конференция и выставка Инженерная геофизика – 2011, электронная версия. — Москва, 2011. — С. R3.

2. **Romanova, A. M.**, Starovoytov, A. V., and Kalashnikov, A. Y. Gpr study of depressed areas in the upper cross-section. In *EAGE EarthDoc* (2011).

3. Старовойтов, А. В., Ошкин, А.Н., Валиуллина, К. З., **Пятилова, А.М.** Стрoение осадочного чехла на пресноводных озерах вблизи Беломорской биологической станции (ББС) МГУ по данным георадиолокации и бурения. Сборник тезисов Международной геолого-геофизической конференции и выставки ГеоЕвразия 2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии (2019), *Т.1 из ISBN 978-5-6041943-3-1, ООО ПолиПРЕСС Тверь Тверь*, pp. 842–848.

Другие доклады

1. Терехина Я. Е., **Пятилова А. М.**, Гордеев Е. К. Распространение газонасыщенных осадков в проливе Великая Салма и губе Ругозерская (Белое море) // V Международная научно-практическая конференция «Морские исследования и образование: MARESEDU-2016», Москва, Россия, 17-21 октября 2016.

Методология и методы исследования

В ходе лабораторных исследований использовался полевой георадар ZOND-12e производства фирмы Radar Systems, Inc. (г. Рига, Латвия) с антенными блоками 1,5 ГГц и 2 ГГц, в ходе полевых исследований – антенный блок 300 МГц и георадар Python (Radar Systems, Inc.) с центральной частотой зондирования 25 МГц. Сбор данных производился с использованием программного обеспечения Prism2 (Radar Systems, Inc.), обработка данных проводилась в программном пакете RadExPro (Деко-геофизика, г. Москва, Россия). Были опробованы методики исследований на совмещенной и раздельной базах, расчеты

динамических характеристик на основе анализа кратных отраженных волн. В качестве образцов использовалась вода различной степени солености и песок различной степени влажности.

Публикации

По теме исследования опубликовано 8 статей в журналах, рекомендованных для защиты кандидатских диссертаций в МГУ, из них 6 работ в реферируемых журналах, входящих в перечень Web of Science или RSCI.

Личный вклад автора

Все материалы, полученные в ходе физического моделирования, получены автором самостоятельно. Исходные данные полевых исследований, на которых опробовались предложенные методики расчета проводимости и удельного электрического сопротивления, были собраны как при непосредственном участии автора (оз. Глубокое), так и предоставлены коллегами — А.В. Старовойтовым (Нильмозеро, оз. Верхнее), М.Л. Владовым (пруд на р. Пехорка), И. Н. Модиним (Озерки). Обработка всех материалов проводилась непосредственно соискателем.

Благодарности

Автор глубоко благодарен своему научному руководителю – доктору физико-математических наук, профессору Михаилу Львовичу Владову за постановку задачи, регулярное задание нужного направления работы, всевозможную помощь на всех этапах. Автор признателен сотрудникам кафедры сейсмологии и геоакустики геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова за консультации, поддержку и внимание. Отдельную признательность автор выражает Алексею Юрьевичу Калашникову – своему первому научному руководителю, заинтересовавшему в области георадиолокационных изысканий, под руководством которого были проведены первые экспериментальные исследования и кандидату геолого-минералогических наук, доценту Анатолию Васильевичу Старовойтову – за ценные советы, разъяснения, помощь в вопросах интерпретации геологических данных.

Особую благодарность автор выражает супругу Петру Сергеевичу Романову и своим родителям – Наталье Валентиновне Пятиловой и Михаилу Михайловичу Пятилову за участие и моральную поддержку.

Глава 1. Обзор работ и материалов по теме диссертации

1.1. Теоретические аспекты распространения электромагнитных волн

В основе георадиолокации лежит теория распространения электромагнитных волн.

История исследования электромагнитного поля и его применения насчитывает более двух веков и на данный момент затрагивает все сферы человеческой жизни. Физические основы георадиолокации – это уравнения Максвелла и выкладки из них для монохроматического сигнала, распространяющегося в однородной безграничной среде. Большая часть современной теории электромагнитного поля была сформулирована в середине 19 века и первых декадах 20 века: пионерская работа Дебая 1929 года до сих пор не потеряла актуальность. Эксперименты по использованию электромагнитного поля для исследования вещества начались в первых годах XX века (Владов, Судакова, 2017).

Уравнения Максвелла. Материальные уравнения

Отправной точкой для любого рассуждения о распространении электромагнитного поля в среде являются уравнения Максвелла (1.1-1.4) и так называемые материальные уравнения (1.5-1.7). Эти уравнения, записанные в векторной форме, описывают изменяющиеся в пространстве и времени электрическое и магнитное поля и их связь. Они верны для любых частот и описывают процессы накопления и рассеивания электромагнитной энергии для любых материалов. Уравнения Максвелла для однородной, изотропной, линейной стационарной среды в классической дифференциальной форме во временной области приведены ниже (Balanis, 1989; Ландау, Лифшиц, 1982 и пр.).

Закон индукции Фарадея:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1.1)$$

Теорема о циркуляции магнитного поля:

$$\nabla \times \mathbf{H} = -\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{J} \quad (1.2)$$

Закон Гаусса:

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (1.3)$$

Закон Гаусса для магнитного поля:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1.4)$$

где:

ρ - плотность стороннего электрического заряда (Кл/м³);

\mathbf{J} - плотность электрического тока (плотность тока проводимости) (А/м²);

\mathbf{E} - напряжённость электрического поля (В/м);

\mathbf{H} - напряжённость магнитного поля (А/м);

\mathbf{D} - электрическая индукция (Кл/м²);

\mathbf{B} - магнитная индукция (Тл = Вб/м² = кг·с⁻²·А⁻¹);

∇ - оператор Гамильтона, при этом $\nabla \cdot \mathbf{E} \equiv \text{div}\mathbf{E}$, $\nabla \times \mathbf{E} \equiv \text{rot}\mathbf{E}$

Приведённые выше уравнения Максвелла не составляют ещё полной системы уравнений электромагнитного поля, поскольку они не содержат свойств среды, в которой возбуждено электромагнитное поле. Соотношения, связывающие величины \mathbf{E} , \mathbf{B} , \mathbf{D} , \mathbf{H} и \mathbf{J} и учитывающие индивидуальные свойства среды, называются материальными уравнениями:

$$\mathbf{D} = \varepsilon\mathbf{E}, \quad (1.5)$$

где ε – абсолютная диэлектрическая проницаемость (Ф/м)

$$\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E}, \quad \text{Закон Ома (1.6)}$$

где σ - проводимость (См/м)

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H}, \quad (1.7)$$

где μ - абсолютная магнитная проницаемость (Гн/м).

Проводимость среды количественно характеризует токи проводимости, диэлектрическая проницаемость описывает связь электрической напряжённости поля с индукцией, возникающей в среде, магнитная проницаемость – связь магнитной напряжённости и магнитной индукции. Эти три физические величины описывают реакцию материальной среды на внешнее электромагнитное поле. В уравнениях (1.5) - (1.7) они показаны как простые константы. Это условие выполняется для идеального случая распространения поля в однородной изотропной среде без анизотропии, дисперсии и потерь энергии. В общем виде μ , σ и ε изменяются во времени, зависят от координат и частоты и величины приложенного поля (тогда они будут тензорами), т.е. в большинстве природных и искусственных материалов наблюдаются потери, частотная зависимость и проявление анизотропии в одном, если не во всех, из этих параметров. В общем случае зависимость между \mathbf{E} , \mathbf{B} , \mathbf{D} , \mathbf{H} и \mathbf{J} может быть нелинейной.

Несмотря на вышесказанное, для широкого класса веществ и для слабых полей линейное приближение и условия постоянства электромагнитных характеристик выполняются с хорошей точностью (Владов, Судакова, 2017).

Плоскую волну можно считать хорошим приближением реальных электромагнитных волн для решения многих практических задач, а более сложные формы можно рассмотреть как суперпозицию плоских волн. В частности, на некотором расстоянии от источника, радарные волны в среде могут быть хорошо приближены плоской волной. Общая форма амплитуды монохроматической плоской волны, распространяющейся в x -направлении описывается формулой:

$$A = A_0 e^{(-\alpha x)} e^{i\omega(t - \beta x/\omega)} \quad (1.8)$$

где t – время, x – расстояние, β – фазовый коэффициент, A_0 – амплитуда в x_0 , α – коэффициент поглощения, $\omega = 2\pi f$ – круговая частота, тогда как i – мнимая единица. Для электромагнитных плоских волн в поглощающей среде электрическое поле \mathbf{E} и магнитное поле \mathbf{H} описываются уравнениями:

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 e^{i(\omega t - kx)} \quad (1.9)$$

и

$$\mathbf{H} = \mathbf{H}_0 e^{i(\omega t - kx)}, \quad (1.10)$$

где k – волновое число (фазовая постоянная) и имеет комплексный вид $k = \alpha + i\beta$, где α и β отвечают за коэффициенты затухания и фазовой скорости, и могут быть рассчитаны:

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2} (\sqrt{1 + \tan^2 \delta} - 1)} \quad (1.11)$$

и

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2} (\sqrt{1 + \tan^2 \delta} + 1)} \quad (1.12)$$

ε и μ – скалярные величины только в случае, если среда считается гомогенной и изотропной, в противном случае они являются тензорами (Forte et al., 2013).

Угол диэлектрических потерь δ характеризует диэлектрические потери энергии в среде. Тангенс угла диэлектрических потерь $\tan(\delta)$ из выражений для α и β – частотно зависимый угол потерь и связан с проводимостью σ и диэлектрической проницаемостью ε соотношением (Forte et al., 2013):

$$\tan(\delta) = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \quad (1.13)$$

Таким образом, угол потерь $\tan(\delta)$ прямо пропорционален проводимости σ и обратно пропорционален частоте f . Тангенс угла потерь – это отношение проводимости к токам смещения. Скорость распространения электромагнитных волн и поглощение в диапазоне частот от первых десятков МГц до первых ГГц практически не зависят от

частоты, когда $\tan(\delta) < 0.5$. При значениях $\tan(\delta) > 0.5$ появляется значительная дисперсия скорости и поглощения. В последнем неравенстве проводимость σ в основном зависит от частоты и состоит из постоянной составляющей тока и переменной составляющей тока в зависимости от потерь на токи смещения (Stratton, 1941).

Проводимость σ и диэлектрическая проницаемость ε в общем случае являются комплексными величинами и могут быть записаны в форме:

$$\varepsilon = \varepsilon' + i\varepsilon'', \quad (1.14)$$

$$\sigma = \sigma' + i\sigma'', \quad (1.15)$$

где ε' и σ' - действительные части, а ε'' и σ'' - мнимые (Daniels, 2004).

Природа параметра ε' касается электрической проницаемости, которая может также быть выражена с точки зрения относительной проницаемости. Параметр ε'' касается потерь, связанных и с проводимостью, и с частотой. Практически на частотах до 1 ГГц и проводимостях ниже 0.1 См/м, влияние ε'' будет небольшим и обычно игнорируется (т.е., берется только действительная часть) (Daniels, 2004).

Фазовая скорость v_ϕ плоской волны, распространяющейся в среде, выражается:

$$v_\phi = c \sqrt{\frac{\mu_r \varepsilon'}{2\varepsilon_0} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon''}{\varepsilon'}\right)^2} + 1 \right)} \quad (1.16)$$

где μ_r - относительная магнитная проницаемость, определенная как отношение между абсолютной магнитной проницаемостью среды (μ) и магнитной проницаемостью свободного пространства (μ_0), ε_0 - электрическая постоянная (Ф/м). Из этого выражения следует, что фазовая скорость уменьшается при увеличении тангенса угла потерь, также как и относительная диэлектрическая проницаемость ε_r .

В случае георадиолокации, имеющей дело с полосой частот от 10 МГц до 1 ГГц, ε'' обычно меньше относительно ε' . Более того, множество грунтов не проявляют дисперсию проницаемости в этом частотном диапазоне. Если соблюдаются эти условия, то выражение для скорости будет представлено в виде:

$$v_\phi = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \varepsilon_r}} \quad (1.17)$$

где ε_r - относительная диэлектрическая проницаемость (или диэлектрическая константа), определенная как отношение между абсолютной диэлектрической проницаемостью среды ε и диэлектрической проницаемостью свободного пространства - электрической постоянной ε_0 , c - скорость электромагнитной волны в вакууме (м/с). Для не магнитных материалов, которые наиболее распространены в геологической среде, значение μ близко к значению для свободного пространства; таким образом, μ_r почти равно

1 и им можно пренебречь. С этими предположениями фазовая скорость плоской электромагнитной волны является частью скорости в свободном пространстве, с константой пропорциональности $1/\sqrt{\varepsilon_r}$ (Forte, 2013):

$$v_{\phi} = c/\sqrt{\varepsilon_r} \quad (1.18)$$

Очевидно, фазовая скорость многочастотной волны в дисперсной среде не представляет скорость, с которой энергия волны распространяется в среде. Последняя упоминается как групповая скорость и может быть вычислена как отношение изменения угловой частоты к фазовой постоянной.

Скорость распространения электромагнитной волны зависит от относительной диэлектрической проницаемости среды, которая в свою очередь зависит, прежде всего, от содержания воды в этой среде (Daniels, 2004).

1.2. Определение свойств среды

В целом в георадиолокации могут быть выявлены изменения в диэлектрических свойствах среды. Объекты могут быть классифицированы по разным признакам, например, согласно их геометрии (Daniels, 2004): площадные; вытянутые, тонкие объекты; локальные сферические или кубические объекты. Радарная система может быть разработана для обнаружения конкретного объекта и потенциально способна к созданию изображения объекта в трех измерениях, и на данный момент теме отображения трехмерных моделей посвящены работы ученых, например, Becht A., Tronicke, J., Appel, E. and Dietrich, P. (Daniels, 2004).

Метод георадиолокации является одним из широко используемых методов малоглубинной электроразведки (Davis, Annan, 1989). Метод позволяет успешно решать как инженерно-геологические, так и геотехнические задачи, связанные с определением пространственных границ между контрастными по своим электрофизическим свойствам горными породами или конструктивными элементами. Между тем, несмотря на доказанную на практике эффективность пространственного определения положения георадиолокационных границ, метод сталкивается с существенными сложностями при определении свойств, изменение которых и является причиной появления на радарограммах ярких осей синфазности. В случае отсутствия на радарограммах осей синфазности практическая эффективность метода резко снижается, хотя георадарограмма и несет в себе огромный объем информации о кинематических и динамических

характеристиках записи, непосредственно связанных с исследуемой средой и являющихся откликом на изменение ее свойств (Лаломов, Глазунов, 2017).

Значительное количество исследователей изучали диэлектрические свойства горных пород. Они показали экспериментально, что для большинства пород, которые залегают на небольших глубинах (до 100 м), затухание электромагнитного излучения увеличивается с увеличением частоты, а на заданной частоте более высокие потери наблюдаются в увлажненных грунтах, чем в сухих. Из этого обобщения можно сделать некоторые предположения, касающиеся глубинности георадиолокационных исследований. Для этого необходимо изучить характеристики пород, которые влияют и на скорость распространения, и на затухание волн (Daniels, 2004).

В таблице 1.1 приведены основные значения проводимости и относительной диэлектрической проницаемости, измеренной на частоте 100 МГц для различных сред. У различных авторов эти значения могут существенно различаться. Не исключено, что это связано с различиями в приборных базах авторов.

Таблица 1.1. Типичные значения электрофизических свойств некоторых грунтов, измеренные на частоте 100 МГц (по Jol, 2009)

Грунт	Электропроводность, См/м	Относительная диэлектрическая проницаемость
Воздух	10^{-14}	1
Сухой асфальт	$10^{-2} : 10^{-1}$	2-4
Влажный асфальт	$10^{-3} : 10^{-1}$	6-12
Сухая глина	$10^{-1} : 10^0$	2-6
Влажная глина	$10^{-1} : 10^0$	5-40
Сухой бетон	$10^{-3} : 10^{-2}$	4-10
Влажный бетон	$10^{-2} : 10^{-1}$	10-20
Пресная вода	$10^{-6} : 10^{-2}$	81
Пресный лед	$10^{-4} : 10^{-3}$	4
Сухой гранит	$10^{-8} : 10^{-6}$	5
Влажный гранит	$10^{-3} : 10^{-2}$	7
Сухой известняк	$10^{-8} : 10^{-6}$	7
Влажный известняк	$10^{-2} : 10^{-1}$	8
Вечномерзлый грунт	$10^{-5} : 10^{-2}$	4-8

Каменная соль	$10^{-4} : 10^{-2}$	4-7
Сухой песок	$10^{-7} : 10^{-3}$	2-6
Влажный песок	$10^{-3} : 10^{-2}$	10-30
Сухой песчаник	$10^{-6} : 10^{-5}$	2-5
Влажный песчаник	$10^{-4} : 10^{-2}$	5-10
Морская вода	10^2	81
Лед из морской воды	$10^{-2} : 10^{-1}$	4-8
Сухой аргиллит	$10^{-3} : 10^{-2}$	4-9
Намоченный аргиллит	$10^{-3} : 10^{-1}$	9-16
Фирновый лед	$10^{-6} : 10^{-5}$	6-12
Влажная глинистая почва	$10^{-3} : 10^0$	10-30
Сухой суглинок	$10^{-4} : 10^{-3}$	4-10
Влажный суглинок	$10^{-2} : 10^{-1}$	10-30
Сухая супесь	$10^{-4} : 10^{-2}$	4-10
Влажная супесь	$10^{-2} : 10^{-1}$	10-30

В большинстве задач для георадиолокации наиболее важными являются изменения в диэлектрической проницаемости ϵ и проводимости σ , в то время как изменения магнитной проницаемости μ редко принимаются во внимание (Jol, 2009).

Земная кора - неизменно соединения многих пород и компонентов. Вода и лед представляют несколько случаев, где присутствует, в основном, единственный компонент. Песок с пляжа представляет собой смесь зерен почвы, воздуха, воды и ионов, растворенных в воде. Зерна почвы будут, как правило, занимать 60-80% доступного объема. Понимание физических свойств смесей является, таким образом, ключевым фактором в интерпретации георадиолокационных данных.

При наличии смеси, вклад каждой из компонент в поле электромагнитных волн пропорционально занимаемому объему в области исследования скоростей описывается разными авторами по-разному. Результаты большинства теоретических исследований диэлектрической проницаемости при помощи матричных и статистических моделей сводятся к ряду формул, приведённых в (Кобранова, 1986) (Таблица 1.2). Также в (Кобранова, 1986) отмечено, что все теоретические соотношения годны лишь в отсутствие миграционной и других видов медленной поляризации и некоторые из них не учитывают взаимной поляризации компонентов.

Таблица 1.2. Зависимости для расчёта диэлектрической проницаемости двухкомпонентной среды ε_Σ при её различных составе и структуре ($\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_i$ - диэлектрические проницаемости составляющих, y_1, y_2, y_i - их объёмные концентрации соответственно) (Кобранова, 1986; Омеляненко, 1989; Селезнёв, 2005).

Модель среды	Уравнение, определяющее ε_Σ	Автор
Одноразмерные сферы с ε_2 , плотно распределённые в пространстве. Между ними находится заполняющий компонент с ε_1 .	$\varepsilon_\Sigma = \frac{2\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + 2y_2(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)}{2\varepsilon_1 + \varepsilon_2 - 2y_2(\varepsilon_1 - \varepsilon_2)} y_1$	М.А. Максвелл
Плотно упакованные сферы 2х сортов с ε_2 . Между ними расположен заполняющий компонент с ε_1 .	$\varepsilon_\Sigma = \frac{\varepsilon_\Sigma - \varepsilon_1}{3\varepsilon_\Sigma} = \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_1}{\varepsilon_2 + 2\varepsilon_\Sigma} y_2$	К. Бетчер, 1952
Слои компонентов, расположенные вдоль линий поля (параллельное соединение импедансов).	$\varepsilon_\Sigma = \sum_i y_i \varepsilon_i$	В.В. Ржевский, Г.Я. Новик, 1978
Слои компонентов расположены перпендикулярно к силовым линиям (последовательное соединение импедансов).	$\varepsilon_\Sigma = \sum_i \frac{y_i}{\varepsilon_i}$	В.В. Ржевский, Г.Я. Новик, 1978
Статистические модели		
Составляющие смеси расположены в пространстве хаотично. Невзаимодействующие компоненты.	$\lg \varepsilon_\Sigma = \sum_i y_i \lg \varepsilon_i$	К. Лихтенеккер, 1926
Неупорядоченная смесь 2х компонентов для невзаимодействующих компонентов.	$\varepsilon_\Sigma = a + \sqrt{a^2 + \frac{\varepsilon_1 \varepsilon_2}{2}}$, где $a = \frac{(3y_1 - 1)\varepsilon_1 + (3y_2 - 1)\varepsilon_2}{4}$	В. Н. Оделевский, 1951
Неупорядоченная смесь 2х компонентов для невзаимодействующих компонентов.	$\varepsilon_\Sigma = \frac{\varepsilon_1 + \varepsilon_1 y_2 (\varepsilon_2 - \varepsilon_1)}{\varepsilon_1 + \frac{1 - y_2}{3} (\varepsilon_2 - \varepsilon_1)}$	Л.В. Лоренц-Лоренц, 1909
Смесь 2х компонентов.	$1 - y_2 = \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_\Sigma}{\varepsilon_2 - \varepsilon_1} \left(\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_\Sigma}\right)^{1/3}$	Д.А. Бруггеман, 1935
Смесь 2х компонентов. (m может меняться от 1 до 2)	$\varepsilon_\Sigma = \varepsilon_1 + (\varepsilon_2 - \varepsilon_1) y_2^m$	В. Н. Дахнов

В большинстве случаев проблема оценки вклада каждой из компонент затрудняет, а иногда и делает невозможным количественный анализ георадиолокационных данных без вспомогательной информации (Jol, 2009).

Несмотря на гетерогенность композитных сред, зависимости свойств в георадиолокации определяются, главным образом, свойствами воды в частотном диапазоне 10-1000 МГц, тогда как вклад других компонент менее значителен:

- Минералы и их агрегаты в смесях обычно являются диэлектриками. Они, как правило, имеют диэлектрическую постоянную в диапазоне 3-8 (в зависимости от минералогии и уплотнения) и обычно изолируют с фактически нулевой проводимостью.

- У почв, пород и строительных материалов имеется поровое пространство между зернами, которое может быть заполнено воздухом, водой или каким-либо другим компонентом.

- Вода - безусловно самая поляризующаяся естественная среда (другими словами, у нее высокая диэлектрическая постоянная от 80).

- Вода в поровом пространстве обычно содержит ионы, и электрическая проводимость воды, связанная с подвижностью иона, часто является доминирующим фактором в определении электрической проводимости объемной среды. Получающиеся проводимости почвы и горных пород, как правило, находятся в диапазоне 1–1000 мСм/м.

- Так как вода неизменно присутствует в поровом пространстве естественных (геологических) сред, кроме таких уникальных ситуаций, как вакуумная сушка или любой другой процесс, допускающий полное отсутствие воды, она имеет доминирующий эффект на электрические свойства.

Опытным путем полученные формулы, такие как отношения Торр (Torr et al., 1980) и вариации закона Арчи (Archie, 1942), долго определяли соотношения между диэлектрической постоянной, электрической проводимостью и объемным содержанием воды для почв. Более усовершенствованные соотношения, такие как модель Бруггемана-Ханаи-Сена (BHS) для двухкомпонентных смесей (Sen et al., 1981), используют эффективные модели теории эффективных сред, чтобы получить свойства композитного материала в зависимости от входящих в его состав компонент. (Jol, 2009)

1.2.1. Затухание электромагнитных волн

Затухание - явление энергетических потерь из-за диэлектрических потерь (проводимость и диэлектрическая релаксация). Затухание является характеристикой уменьшения амплитуды волны. Поглощение, как свойство среды, не только вызывает уменьшение в амплитуде в процессе распространения волны, но также и вызывает

искажение импульса. Это искажение или расширение импульса происходит из-за того, что более высокие частоты поглощаются больше, чем более низкие частоты.

В георадиолокации используется импульс с продолжительностью в несколько наносекунд и в частотном диапазоне 10 МГц-1 ГГц. Поскольку импульс распространяется в геологической среде, он затухает в результате поглощения и сферического расхождения. Поглощение связано с затуханием амплитуды из-за энергетических потерь в результате преобразования тепла; а сферическое расхождение относится к энергии, распространяющейся в волновом фронте, который является чисто геометрическим фактором. Высокочастотные компоненты импульса затухают быстрее, чем компоненты низкой частоты, приводящие к ухудшению разрешающей способности георадиолокационной записи (Jol, 1995; Annan, 1996; Vano, 1996).

Затухание в георадиолокации - функция проводимости, которая в свою очередь является обратной величиной удельного сопротивления. Параметр добротности Q , который представляет собой соотношение между накопленной и рассеянной энергиями за период, описывается формулой:

$$Q = \frac{\omega}{2\nu\alpha} \quad (1.19)$$

где ω – круговая частота, ν – скорость электромагнитной волны в среде, α – коэффициент затухания электромагнитной волны.

Данный параметр был введен Turner и Siggins (1994) для характеристики затухания георадиолокационного сигнала в геологическом разрезе. Построение обратного фильтра с учетом поглощения использовалось успешно на данных георадиолокации для коррекции затухания (Irving, Khigh, 2003).

Учитывая важность эффектов затухания в георадиолокации, было выполнено несколько исследований, чтобы охарактеризовать эти эффекты и процедуры коррекции. Эти исследования включают математическое моделирование и сравнение с реальными данными (Vano, 1996; Hollender и Tillard, 1998), лабораторные и полевые измерения электрических свойств пород (Powers, 1997; Turner и Siggins, 1994), и полевые эксперименты по томографии (Vano, 1996; Hollender и Tillard, 1998; Turner и Siggins, 1994). Полученные результаты помогают в понимании эффектов затухания, но предложенные процедуры коррекции, обычно разрабатываемые как варианты обратной фильтрации, требуют детального знания параметров затухания среды (Neto et al., 2006). Ключевым моментом является то, что в средах с низкими и умеренными диэлектрическими потерями, распространяющийся сигнал существенно изменяется только в его амплитудном спектре;

т.е. фазовый спектр сигнала остается практически неизменным для обычных диапазонов времен прохождения.

Поскольку сферическое расхождение является частотно-независимым геометрическим эффектом, и в случае, когда среда характеризуется постоянной скоростью прохождения электромагнитных волн v , в отсутствии поглощения ($\alpha = 0$), у распространяющегося в среде импульса остается та же форма, что и у начального импульса (Annan, 1996). Однако реальные геологические среды обычно обладают эффектами поглощения (Neto et al., 2006).

Для сред с низкими и умеренными диэлектрическими потерями допустимо представлять поглощение α как линейную функцию частоты (Turner and Siggins, 1994; Noon et al., 1998). Согласно уравнению (1.19) для добротности Q , это соответствует модели, где добротность Q не зависит от частоты, также как и в случаях с упругой волной в сейсморазведке (Kjartansson, 1979). Лучшая эффективность георадиолокации достигается, когда значение добротности Q высоко.

Для гомогенных сред, можно ввести поправку за эффекты затухания по мере распространения георадиолокационного импульса через эту среду обратным процессом фильтрации (Turner и Siggins, 1994). Для постоянных моделей поглощения Вано (1996) разработал метод, чтобы оценить значение Q , корректируя реальный распространенный импульс импульсом Риккера. Для низких значений Q и высоких значений времени прохождения, Вано (1996) представил жесткие временные отрезки распространения импульса, связанного с дисперсией, и амплитудного затухания связанного с поглощением. Как следствие, подавлен амплитудный спектр распространенного импульса, и его центральная частота понижена, по сравнению с амплитудным спектром начального импульса. Этот сдвиг центральной частоты к более низким значениям в процессе распространения импульса показан в реальных данных Jol (1995).

Сплошные кривые на рисунке 1.1 показывают поглощение относительно частоты для всего частотного диапазона георадиолокационных волн для различных геологических сред (Olhoeft и Capron, 1993). В процессе распространения сигнала различные частоты затухают по-разному.

Так как угол наклона кривой поглощения относительно кривой частоты - прямая линия, Turner and Siggins (1994) пришли к заключению, что изменение в форме импульса может быть описано единственным параметром. Они определили параметр добротности Q , который вычисляется из наклона кривой поглощения относительно кривой частоты. Это - обобщение фактора добротности, обычно используемого в сейсмических исследованиях

(Kjartansson, 1979). Однако очевидно, что изменение поглощения с частотой очень близко к линейному в полосе пропускания георадиолокационной антенны (отображен серым).

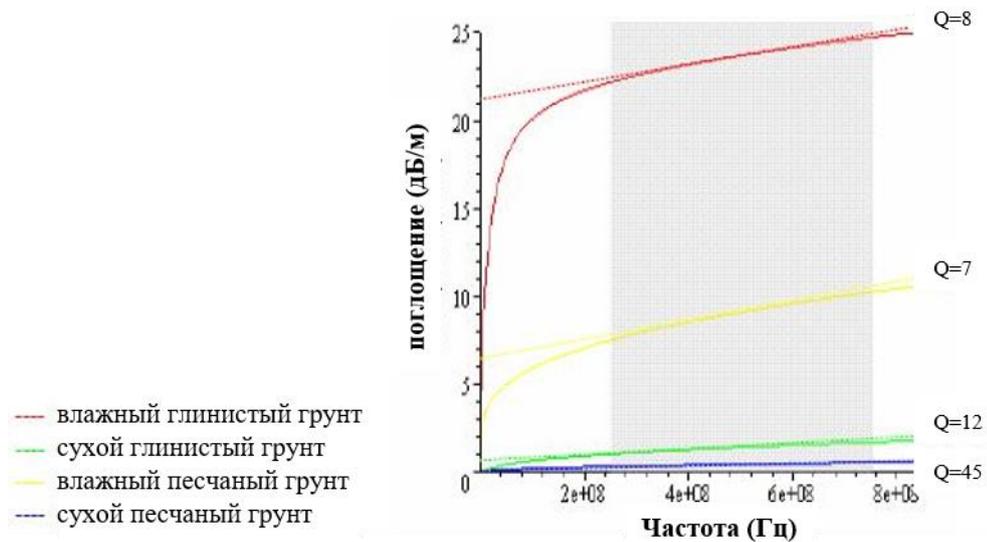


Рисунок 1.1. Зависимость поглощения от частоты для водонасыщенных глинистых грунтов (красная линия), сухих глинистых грунтов (зеленая линия), насыщенных песчаных грунтов (желтая линия) и сухих песчаных грунтов (синяя линия). Пунктирные линии аппроксимируют зависимость поглощения в полосе частот антенны с центральной частотой 500 МГц (показана серым цветом) (Olhoeft и Carpon, 1993).

Пунктирные линии на рисунке 1.1 показывают аппроксимацию кривых поглощения относительно кривых частоты на полосе пропускания антенны 500 МГц, для которой были вычислены значения добротности Q . Эти линии не проходят через начало, что редко бывает для геологических разрезов. Это означает, что, в отличие от сейсмического распространения волны, затухание в георадиолокации не может быть описано постоянным Q . Хотя данный вопрос остается дискуссионным.

В георадиолокации параметр добротности Q используется для характеристики диэлектрических потерь или затухания, и рассеяния электромагнитных волн (Вано, 1996), и может рассматриваться как дополнительный независимый электрофизический параметр для характеристики свойств грунта. Известно, что основной причиной затухания электромагнитной волны в грунте является увеличение содержания глинистой фракции (Ефимова, 1999), и, как отмечалось выше, схожим образом на затухание георадиолокационного сигнала влияет повышение минерализации грунта (Глазунов и др. 2000). В лабораторных условиях для различных песчано-глинистых грунтов были получены эмпирические зависимости между их глинистостью, влажностью и параметром добротности (Wunderlich, Rabbel, 2013). Вопрос о зависимости между минерализацией

воды, насыщающей грунт, и параметром добротности на сегодняшний день разработан недостаточно. (Лаломов, Глазунов, 2017)

Экспериментально полученные данные указывают на экспоненциальную зависимость добротности от минерализации с высокой степенью достоверности аппроксимации. При этом изменение минерализации влияет на добротность в меньшей степени, нежели на электропроводность. Кроме того, измерения в лабораторных условиях добротности и электропроводности позволяют проводить прямые расчеты мнимой части диэлектрической проницаемости, которая, в свою очередь, является важным электрофизическим параметром, характеризующим исследуемую среду, в частности, глинистость песчано-глинистого разреза (Лаломов, Глазунов, 2017).

Большая часть исследователей пришли к выводу, что фактор добротности Q , соответствующий линейной зависимости затухания от частоты в георадиолокационном диапазоне частот является постоянным. (Turner and Siggins 1994; Bano 1996; Liu et al. 1998; Grandjean et al. 2000; Irving and Knight, 2003).

Таким образом, в георадиолокации принимается модель поглощающей среды с дисперсией, в рамках которой добротность среды при фиксированном источнике колебаний и однородной среде остается постоянной, то есть не меняется по глубине для одномерного случая в однородной среде (хотя форма импульса и интенсивность сигнала изменяются по мере прохождения через однородную среду за счет поглощения).

1.2.2. Исследования связанные с влагонасыщенностью

Георадиолокация применяется для исследования содержания воды в грунте и для выделения зон увлажнения, чему посвящено множество работ. Основным параметром для расчета является скорость распространения электромагнитных волн в среде и диэлектрическая проницаемость.

Скорость и диэлектрическая проницаемость зависят от увлажнения из-за высокой диэлектрической проницаемости воды. Детальная теория о распространении электромагнитных волн, вычислению коэффициента отражения, скорости и диэлектрической проницаемости, содержанию объема воды обсуждалось многими авторами (Торр et al., 1980; Davis and Annan, 1989; Huisman et al., 2002 и др.). Расчет скорости может быть использован для расчета количества воды в различных соотношениях между содержанием воды и диэлектрической постоянной (например, Торр et al., 1980). В дополнение к другим методам, основанным на распространении электромагнитной волны, таких как рефлектометрия во временной области, георадиолокация – неразрушающий метод и имеет большие объемы по профилированию.

Чаще всего при решении прикладных задач методом георадиолокации, данные о скорости распространения электромагнитной волны или же диэлектрической проницаемости отсутствуют. В этом случае самым надежным методом определения скорости является измерение времени прихода волны до объекта, находящегося на известной глубине, или специально закопанного на известную глубину, с последующим расчетом скорости и диэлектрической проницаемости (Daniels, 2004).

На рисунке 1.2 показана схема возникновения дифрагированных волн. $x_0, x_1, x_2, \dots, x_n$ – расстояния между трассами, $t_0, t_1, t_2, \dots, t_n$ – соответствующие для каждой из трасс времена прихода дифрагированной волны.

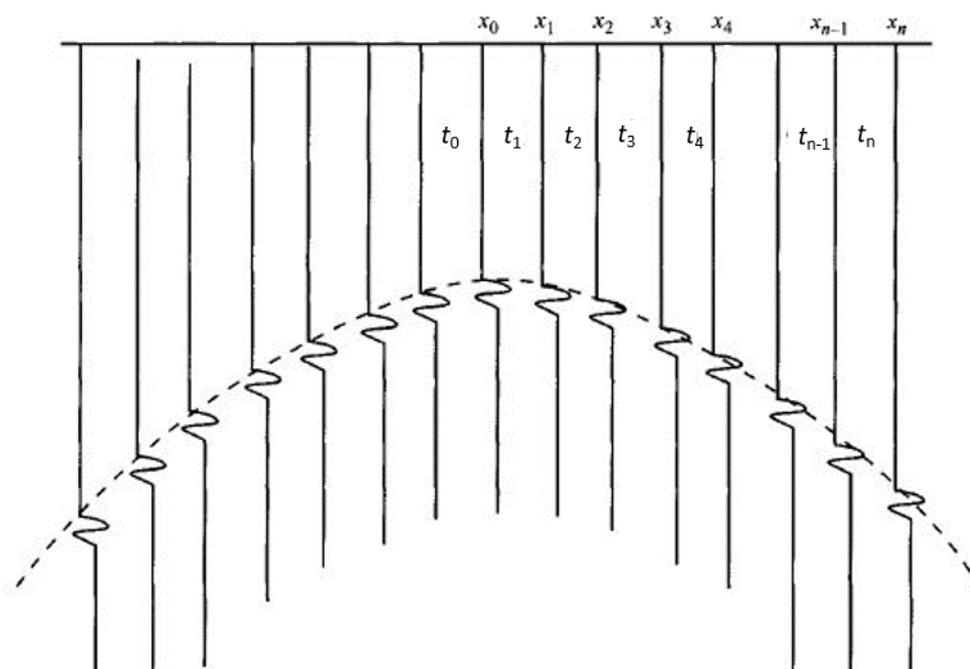


Рисунок 1.2. Гипербола дифрагированной волны (Daniels, 2004)

Относительная скорость, полученная по гиперболам дифрагированных волн $v_{\text{отн}}$, выражается:

$$v_{\text{отн}} = 2 \sqrt{\frac{x_{n-1}^2 - x_0^2}{t_{n-1}^2 - t_0^2}} \quad (1.20)$$

а глубина до объекта:

$$d_0 = \frac{v_{\text{отн}} t_0}{2} \quad (1.21)$$

Альтернативный метод расчета скорости распространения электромагнитной волны – путем расчета глубины до единичного линейного горизонтального рефлектора с использованием метода общей глубинной точки. Если излучающая и приемная антенны

перемещаются с равным шагом от единой центральной точки, то будут получаться отражения от одной и той же глубинной точки (рисунок 1.3.)

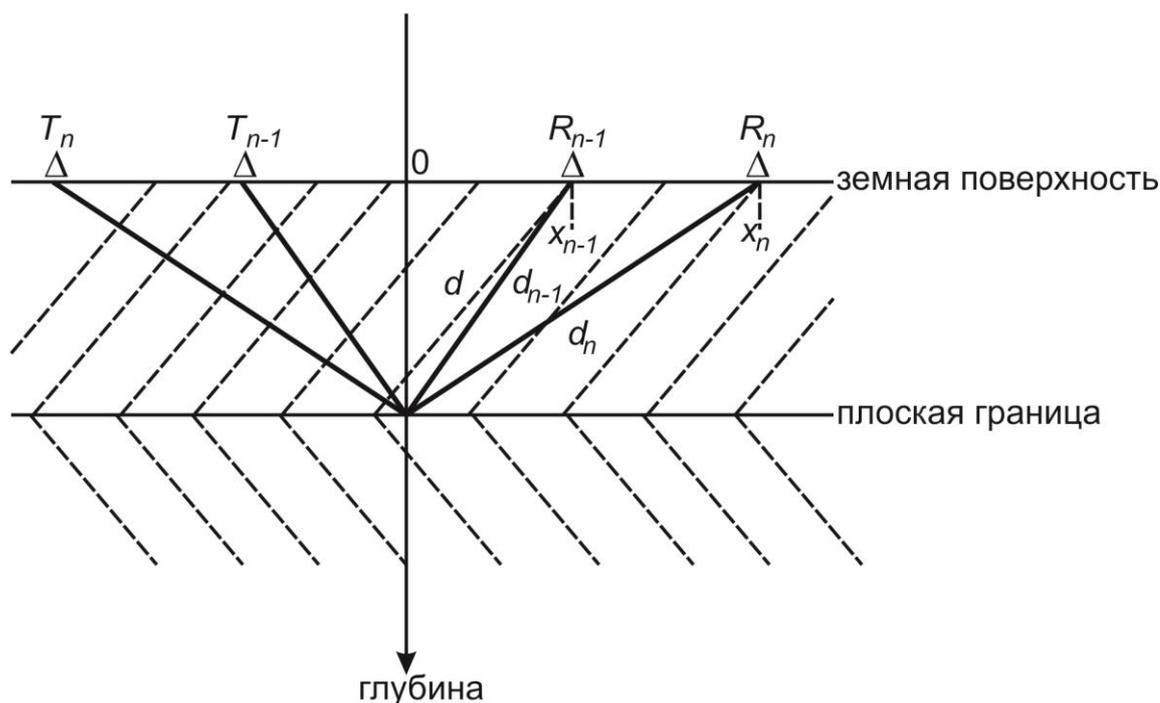


Рисунок 1.3. Метод общей глубинной точки (по Daniels, 2004).

Глубина до линейного горизонтального рефлектора вычисляется (Daniels, 2004):

$$d_n = \sqrt{\frac{x_{n-1}^2 t_n^2 - x_n^2 t_{n-1}^2}{t_{n-1}^2 - t_n^2}} \quad (1.22)$$

Еще один метод расчета скорости, а вместе с тем и содержания воды – разнос антенн, в котором используется так называемая поверхностная волна. Отмечено, что влияние поверхностной георадиолокационной волны особенно заметно в условиях вертикальной изменчивости содержания воды в разрезе и требует дополнительных исследований (Galagedara et al., 2005). В соответствии с Huisman et al. (2002) данный метод подходит для расчета содержания воды до глубин в 10 см. В поверхностной георадиолокационной системе наблюдений прямая поверхностная волна распространяется от излучающей антенны к приемной прямо под поверхностью. Скорость этой прямой волны может использоваться для расчета влагонасыщенности на небольших глубинах (в приповерхностной части разреза).

В общем случае, для расчета скорости волны могут использоваться различные методики работ (рисунок 1.4), аналогичные методам, используемым в сейсморазведке.

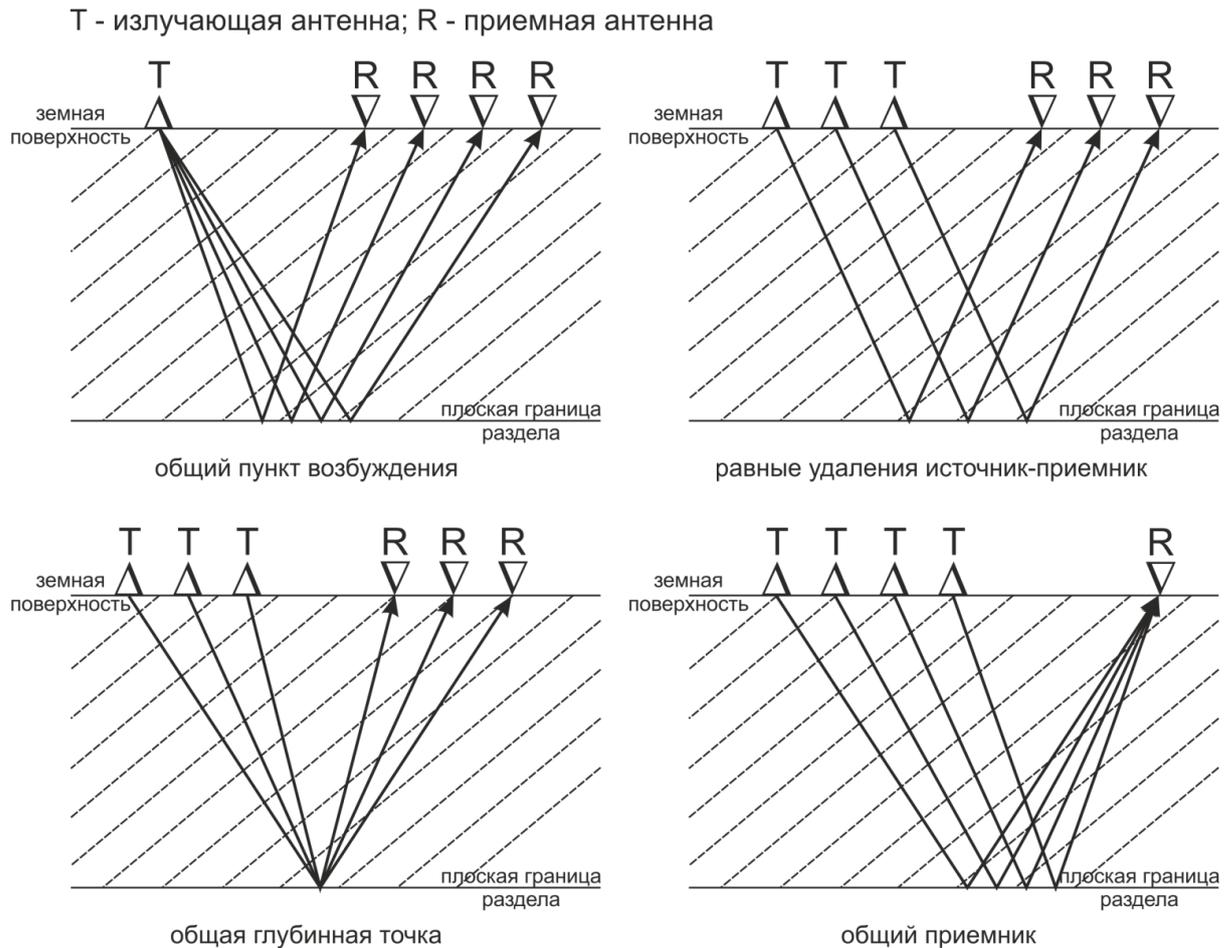


Рисунок 1.4. Методики геофизической съемки (по Daniels, 2004).

Более практичное применение использования амплитуд в георадиолокации – это анализ амплитуд отраженной волны для получения информации о диэлектрической постоянной на всех границах отражающего пространства. Амплитуда отражения указывает на пропорцию между энергией, отраженной от поверхности или прошедшей далее в следующий слой; высокоамплитудные отражения указывают на большой контраст между диэлектрическими постоянными слоев. Например, влажный слой (с высокой диэлектрической постоянной) будет генерировать высокоамплитудные отражения, тогда как два слоя с приблизительно одинаковым содержанием воды будут генерировать низкоамплитудное отражение. Амплитудный коэффициент отражения может использоваться для подсчета пропорции отраженной энергии в слое как функцию диэлектрических постоянных выше и нижележащего пространства.

$$K = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \quad (1.23)$$

где ε_1 – диэлектрическая проницаемость вышележащего слоя, ε_2 – диэлектрическая проницаемость нижележащего слоя.

Для того, чтобы использовать коэффициент отражения для подсчета диэлектрической проницаемости подстилающего слоя, в первую очередь необходима информация о диэлектрической проницаемости вышележащего слоя. Для данных, когда источник сигнала находится на поверхности, диэлектрическая проницаемость верхнего пространства – то есть воздуха известна и равна 1. Таким образом, амплитуда отражения воздух/грунт может использоваться для определения диэлектрической проницаемости поверхностного слоя (Saarenketo and Scullion, 2000). После того, как диэлектрическая проницаемость подповерхностного слоя рассчитана, могут быть просчитаны все остальные значения диэлектрической проницаемости нижележащих слоев. Обычно уравнения, используемые для определения диэлектрической проницаемости через коэффициенты отражения и амплитуды, не принимают в расчет затухание георадиолокационного сигнала с увеличением расстояния, пройденного волной. Данное упущение незначительно влияет на аккуратность расчета диэлектрической проницаемости, вычисленной из начального отражения воздух/грунт, т.к. затухание электромагнитной волны обычно низкое. Как бы то ни было, затухание в подповерхностных материалах зачастую играет важную роль. Для использования георадиолокации при исследовании дорожного покрытия затухание сигнала в асфальте и остальных слоях дорожной одежды обычно имеет важное значение и может снизить точность расчета диэлектрической проницаемости для более глубоких слоев (Saarenketo and Scullion, 2000).

В работе (Steelman, Endres, 2012) описывается использование многочастотных исследований (т.е., 225 МГц, 450 МГц, 900 МГц) георадиолокации с использованием методики общей срединной точки, чтобы контролировать полный ежегодный цикл условий влажности почвы в трех разных местах. Используется скоростной анализ нормальных приращений времени для контроля сильно изменяющихся по вертикали состояний влажности почвы в условиях климата средних широт, состоящего из циклов намачивания/высушивания и замораживания/таяния с различными степенями величины и вертикального скоростного градиента. Хотя использование различных частот обеспечило различную глубинность исследований и различную вертикальную разрешающую способность, оптимальная характеристика условий влажности почвы была получена с высокочастотными антеннами 900 МГц. Комбинирование данных прямой поверхностной волны и скоростных данных в методе общей срединной точки позволило получить более полную информацию об увлажнении в приповерхностном слое и в зоне аэрации во время сезонного увлажнения, высыхания и замораживания (Steelman, Endres, 2012).

Таким образом, при изучении реальных сред в полевых условиях, задачи по определению геометрических параметров разреза в большинстве случаев решаются

успешно. Современные методики съемки и обработки позволяют построить трехмерные модели исследуемой среды. Проблемы возникают при определении литологических характеристик разреза. Несмотря на наличие достаточно большого количества работ по определению свойств среды исходя из параметров записи (амплитудных характеристик, частотных, скорости и диэлектрической проницаемости), выполнить количественную оценку изучаемого разреза достаточно сложно.

1.3. Лабораторные исследования

У физических моделей, которые используются для описания распространения электромагнитных волн в диэлектрических средах есть два основания: теория электромагнитных волн и геометрическая оптика. Последний метод подходит в случаях, когда преобладающая длина волны электромагнитного излучения значительно меньше, чем размеры объекта или изучаемой среды и когда породы могут считаться электрическими изоляторами. Оптическая теория является наиболее подходящей для сухих пород. Породы, содержащие заметное количество влаги, будут вести себя как проводящие диэлектрики, особенно если вода содержит ионы. У большинства естественных вод есть определенная степень ионной электропроводности, действующая как водные электролиты.

Изменчивость как характеристик пород (пористость, трещиноватость, влагонасыщенность и др.), так и локальных геологических условий (например, увлажнение), которые встречаются в природной среде осложняет точный прогноз поведения распространения волн. Это должно быть отмечено при оценке значения методов прогноза, поскольку детальное описание посредством теоретического подхода может не соответствовать описанию ситуаций в частном случае. Так же часто трудно повторить электромагнитные характеристики объемного грунта в лабораторных условиях, используя тестовые ячейки. Даже если влажность правильно подобрана, трудно минимизировать различия в плотности между реальными и лабораторными выборками (Daniels, 2004).

Традиционно в лабораторных условиях диэлектрические свойства измеряются с помощью специализированной аппаратуры, на образцах, много меньших, чем структурные единицы разреза, и зачастую на более высоких частотах, чем диапазон георадиолокации. Отсутствие промышленно выпускаемых специализированных приборов для диэлектрических измерений на образцах геологических сред в лабораториях заставляет исследователей пользоваться разнообразными собственными разработками и действующими макетами устройств. Альтернативой этим методам является метод

измерения диэлектрических свойств стандартным георадаром, выпускаемым серийно, используемым в полевых работах. В качестве информационного сигнала при таких измерениях могут быть использованы волны, отражённые от противоположной прибору грани образца (при вертикальном расположении установки – от дна или «подошвы» образца). Измерения можно вести с помощью самой высокочастотной антенны из набора антенн любого неспециализированного георадара (ОКО-2, Зонд-12Е, Sir-2000) (Судакова, 2009).

Лабораторные исследования направлены либо на изучение объектов, находящихся в исследуемой среде – их размеров, формы, глубин залегания, либо на исследование параметров среды – скорости, диэлектрической проницаемости с последующими выводами о возможном литологическом составе, увлажнении изучаемой среды.

При исследованиях различных неоднородностей в среде исполнение и форма измерительных ячеек для физического моделирования весьма разнообразна и напрямую зависит от преследуемых исследователями целей и задач. Наиболее распространенным является применение бака или емкости, заполненной однородным грунтом. При моделировании в бак вносятся неоднородности необходимой конфигурации, обладающие известными физическими свойствами и геометрией, после чего изучается степень и характер их влияния на волновое поле георадиолокации. Сбор данных проводится при помощи высокочастотных георадарных антенн (1 - 2 ГГц), что обеспечивает получение волновой картины сходной с результатами полевых наблюдений (Родионов и др., 2018).

Эффективность такого подхода наглядно демонстрируется в ряде научных работ, где изучались: миграция загрязнения среды нефтепродуктами (Glaser et al., 2012); фазовые изменения сигнала для трещин скального массива разного размера и заполнения (Markovaara-Koivisto et al., 2014); поглощающие свойства среды (Владов, Пятилова, 2015); влияние поляризации сигнала при поисках локальных объектов (Sagnard, Tebchrany, 2015); мощность жил льда (Титов и др., 2014). Одним из направлений также является изучение явления дифракции, описанное в статье (Liu et al., 2013). В ней приводится описание эксперимента, в ходе которого произведено натурное и математическое моделирование массива, состоящего из валунов с линейными размерами от 150 до 330 мм и песка. Измерения выполнялись антенным блоком с центральной частотой в 900 МГц. По результатам исследования было продемонстрировано несовпадение, выраженное наличием интенсивной дифрагированной волны на основе вычислений по математической модели и ее отсутствием при физическом моделировании. Данный факт может указывать на наличие параметров среды, которые не были учтены при проведении опытов (Родионов и др., 2018).

В статье (Владов, Пятилова, Калашников, 2010) рассматриваются лабораторные измерения, направленные на изучение изменения определения скорости электромагнитной волны по гиперболам дифрагированных волн в зависимости от угла прохождения профиля над линейно-вытянутыми (рисунок 1.5) объектами и поднимается вопрос об определении свойств материала, из которого выполнены объекты (пластиковые или железные). В результате сделан вывод о том, что при прохождении профилей над линейно вытянутыми объектами под разными углами относительно длинной оси объекта, наблюдается уменьшение скорости в среде и, соответственно, определяемой глубины по гиперболам дифрагированных волн при увеличении угла от 0° до 90° . Только на профилях, пройденных под углом 90° к объекту, определяемые скоростные параметры среды и глубину до объекта можно считать истинными. На профилях, пройденных над железными объектами (арматура и труба), первая фаза дифрагированной волны – положительная, а на профилях, пройденных над пластиковыми объектами – отрицательная (рисунок 1.6).

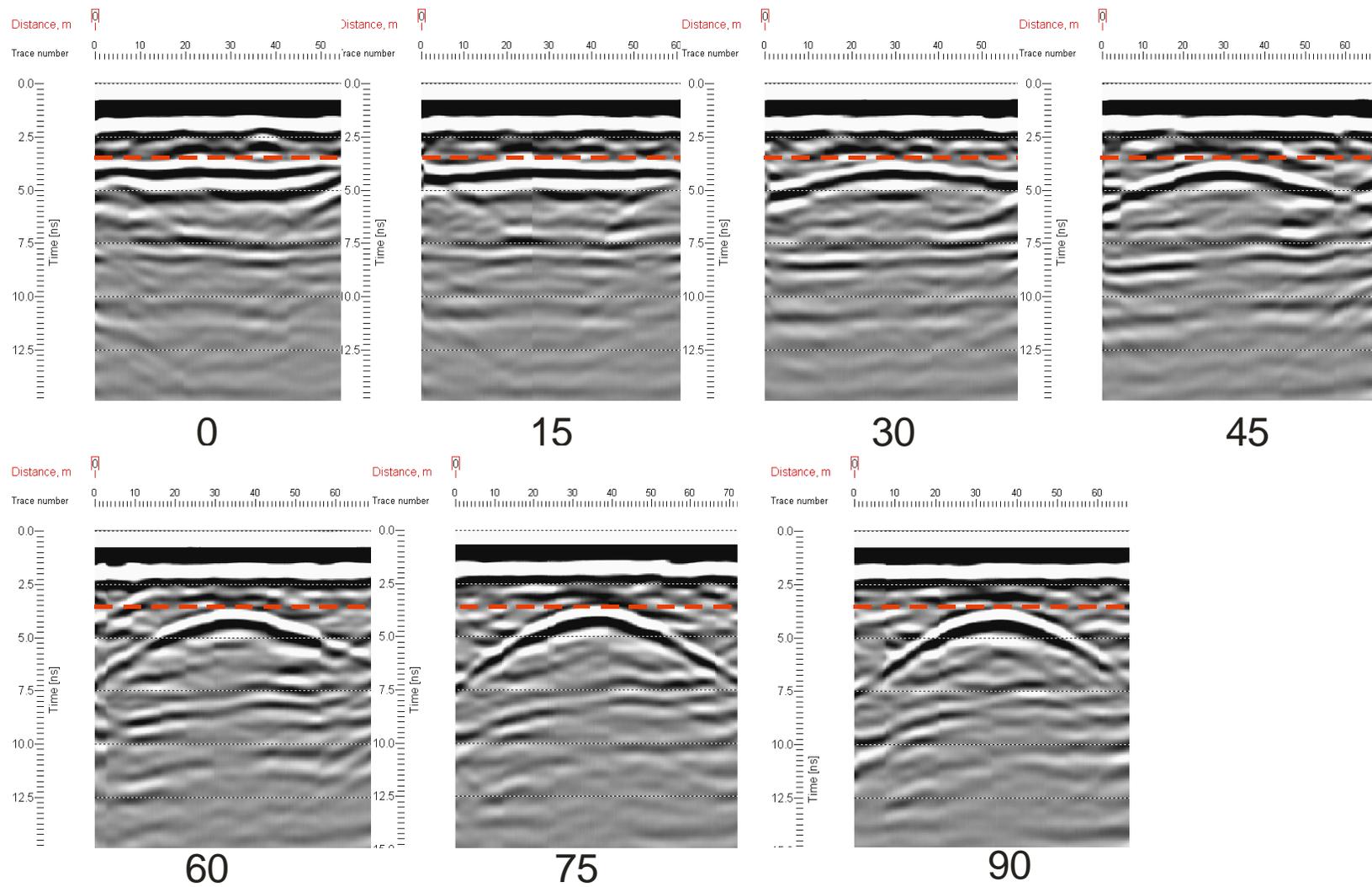


Рисунок 1.5. Георадиолокационные профили, полученные над железной трубой с изменением ориентировки антенн (красной пунктирной линией показана первая фаза дифрагированной волны). Цифры показывают угол пересечения профиля с трубой.

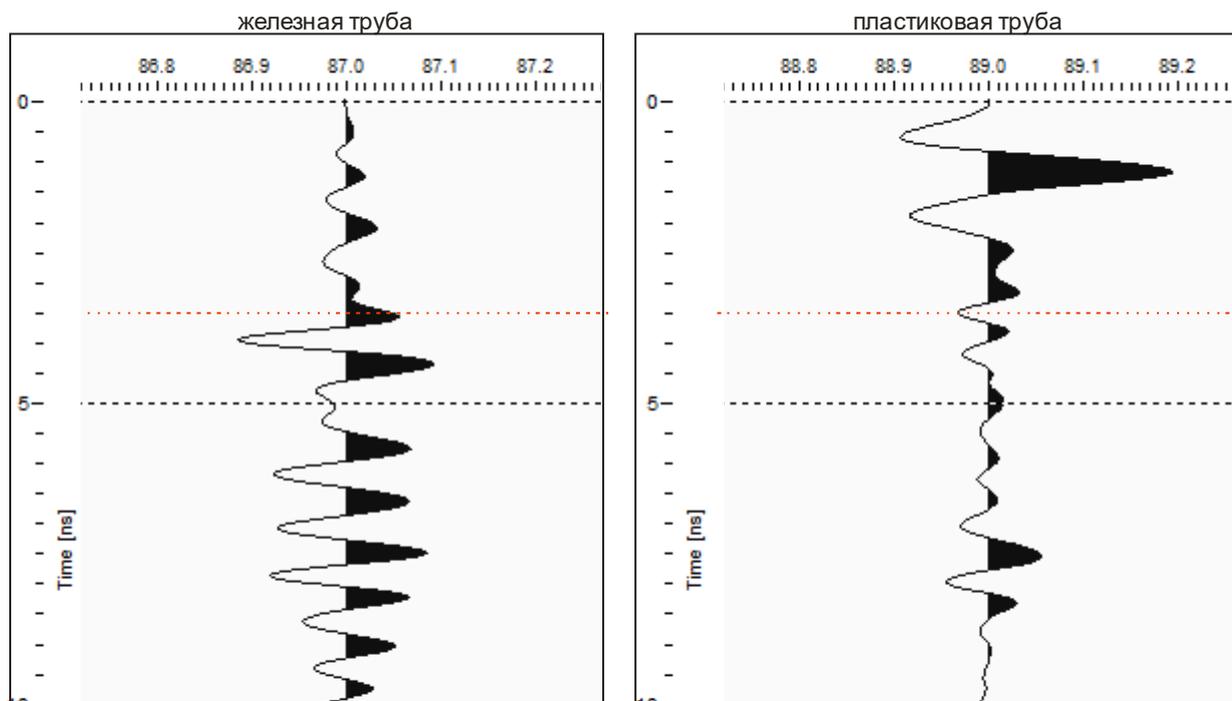


Рисунок 1.6. Изменение первой фазы дифрагированной волны с положительной на отрицательную при прохождении профилей над железной и пластиковой трубами (красной пунктирной линией показана первая фаза дифрагированной волны).

Схожие выводы были получены в ходе эксперимента, описанного в работе (Родионов и др., 2018).

Параметр, который в первую очередь рассчитывается при лабораторных исследованиях – скорость распространения электромагнитной волны (из знаний о геометрических размерах образца и измеренном времени прохождении волны в исследуемой среде). Этот параметр анализируется при различной степени увлажнения, солености, изменении глинистости, температуры образцов горных пород. Кроме того, из скоростных характеристик рассчитывают диэлектрическую проницаемость и строят зависимости изменения диэлектрической проницаемости от различных параметров.

Например, в работе (Федорова и др., 2016) проводились исследования на мерзлых грунтах с разной степенью оттайки и в результате были определены закономерности динамики скорости распространения георадиолокационного сигнала в мерзлых дисперсных горных породах при их оттайке: наблюдается закономерность снижения скорости электромагнитной волны при увеличении влажности. При этом величина снижения скорости распространения георадиолокационного сигнала в образце горной породы, находящемся в талом состоянии, по сравнению с мерзлым в большей степени зависит от влажности образца.

Ряд исследований посвящен анализу зависимостей амплитуд сигнала от влажности и температуры образцов горных пород. В работе (Saarenketo, Maijala, 1994) использован анализ амплитуд сигналов для качественной оценки инфильтрации соленой воды сквозь покрытие автобана. В работе (Scullion et al., 1995.) амплитудные данные использованы для количественной оценки содержания воды в промежуточных слоях конструкций дорожной одежды в лабораторных условиях. В работе (Федорова и др., 2016) было выявлено, что значения амплитуд сигналов, полученных при исследовании речного песка, в среднем в 3–4 раза больше, чем при зондированиях горного песка при одинаковых значениях влажности и температуры. В мерзлом речном песке амплитудные значения сигнала уменьшаются с увеличением влажности от 2300 о.е. (относительных единиц) до 1100 о.е. Колебания значений амплитуд обусловлены влиянием связанной воды, находящейся в горной породе. На втором участке интервала температур наблюдается резкое возрастание амплитудных значений, обусловленных увеличением коэффициента отражения K из-за значительного повышения диэлектрической проницаемости горной породы, связанного с фазовым переходом влаги (лед–вода). В талом состоянии речного песка амплитуды уменьшаются и стабилизируются в диапазоне 1400–600 о.е. в соответствии с влажностью горных пород. Максимальная разница амплитуд между данными, полученными при отрицательных и положительных температурах, составляет около 1000 о.е. для наименьшей влажности, при этом минимальная разница составляет около 500 о.е. для наибольшей влажности. В среднем уменьшение амплитуд составляет $\approx 50\%$ от начальной амплитуды (в мерзлом состоянии). Амплитуды георадиолокационных сигналов, полученные при зондировании горного песка, в целом имеют ту же закономерность уменьшения амплитуд при оттайке. Имеющиеся в горном песке глинистые частицы значительно увеличивают затухание электромагнитной энергии в образце по сравнению с речным песком. Даже в мерзлом состоянии полученные амплитуды не превышают 500 о.е. и после оттайки падение амплитуд достигает 60–70%. На втором участке интервала температур наблюдаются выбросы только до влажности 17%, что связано с особенностями впитывания влаги глинистыми частицами. Частотный состав георадиолокационных сигналов, полученных по результатам зондирования образцов горных пород в процессе их оттайки, совпадает с такими же результатами других исследователей. При отрицательных температурах (от -10°C и ниже) частотный состав практически не зависит от влажности пород и находится около отметки 1070 МГц. При увеличении температуры наблюдаются флуктуации частот с резкими изменениями значений в переходной зоне. В талой зоне с повышением влажности образцов максимальные амплитуды Фурье-спектра смещаются с 850 до 650 МГц. (Федорова и др., 2016)

Проблема учёта связанной воды также рассматривается в работе (Боярский, Тихонов, 2003). Для расчета диэлектрической проницаемости влажной почвы авторы использовали модель, подробно изложенную в работе (рисунок 1.7). Влажная почва представляется воздушной средой, содержащей 3 сферические частицы грунта 3х фракций: песка, алеврита и глины. Частицы грунта покрыты оболочками воды. Гравитационная влага собирается в виде сферических капель в порах почвы.

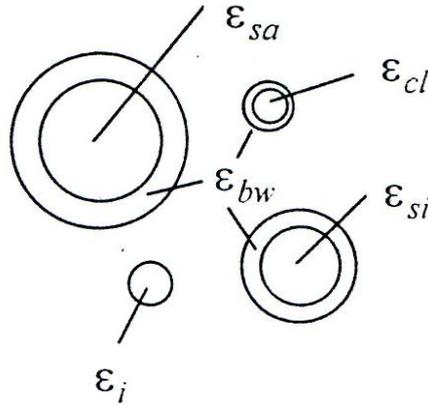


Рисунок 1.7. Модельное представление влажной почвенной среды (Боярский, Тихонов, 2003).

Эффективная диэлектрическая проницаемость влажной почвы определяется из следующего выражения (Боярский, Тихонов, 2003):

$$\varepsilon_{ef}^{-1} = 1 - \frac{4\pi n_{sa}(\varepsilon_{sa}^{bw} + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{sa}}{k^2}}{2\varepsilon_{ef} + \varepsilon_{sa}^{bw}} - \frac{4\pi n_{si}(\varepsilon_{si}^{bw} + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{si}}{k^2}}{2\varepsilon_{ef} + \varepsilon_{si}^{bw}} - \frac{4\pi n_{cl}(\varepsilon_{cl}^{bw} + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{cl}}{k^2}}{2\varepsilon_{ef} + \varepsilon_{cl}^{bw}} - \frac{4\pi n_w(\varepsilon_w + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_w}{k^2}}{2\varepsilon_{ef} + \varepsilon_i} \quad (1.24)$$

где n_{cl} , n_{sa} и n_{si} – концентрации частиц трёх фракций: глины, песка и алеврита; n_w – концентрация капель воды; ε_{sa}^{bw} , ε_{si}^{bw} , ε_{cl}^{bw} – эффективные значения диэлектрических проницаемостей песчаной, алевритовой и глинистой частиц, покрытых оболочкой воды, соответственно; ε_w – диэлектрическая проницаемость свободной воды; $\langle f_{\omega} \rangle_{sa}$, $\langle f_{\omega} \rangle_{si}$, $\langle f_{\omega} \rangle_{cl}$ и $\langle f_{\omega} \rangle_w$ – усреднённые по размерам частиц амплитуды рассеяния песчаной, алевритовой, глинистой частицы с оболочками воды и капли воды, соответственно.

На основе вышеизложенной модели авторами построена аналогичная модель мёрзлой почвы (рисунок 1.8). Предполагается, что в мёрзлой почве в жидком состоянии

содержится только связанная вода, причём её количество уменьшается при понижении температуры.

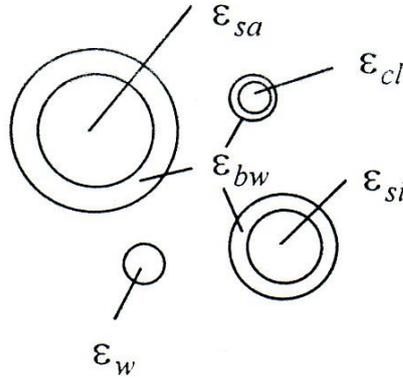


Рисунок 1.8. Модельное представление мёрзлой почвы (Боярский, Тихонов, 2003).

Общее выражение для определения эффективной диэлектрической проницаемости мёрзлой почвы будет иметь следующий вид (по Боярскому, Тихонову, 2003):

$$\varepsilon_{ef}^{-1} = 1 - \frac{4\pi n_{sa}(\varepsilon_{sa}^{bw} + 2) \frac{\langle f \omega \rangle_{sa}}{k^2}}{2\varepsilon_{ef} + \varepsilon_{sa}^{bw}} - \frac{4\pi n_{si}(\varepsilon_{si}^{bw} + 2) \frac{\langle f \omega \rangle_{si}}{k^2}}{2\varepsilon_{ef} + \varepsilon_{si}^w} - \frac{4\pi n_{cl}(\varepsilon_{cl}^{bw} + 2) \frac{\langle f \omega \rangle_{cl}}{k^2}}{2\varepsilon_{ef} + \varepsilon_{cl}^w} - \frac{4\pi n_l(\varepsilon_l + 2) \frac{\langle f \omega \rangle_l}{k^2}}{2\varepsilon_{ef} + \varepsilon_l} \quad (1.25)$$

где обозначения те же, что и в предыдущей формуле (1.24), а индекс l относится к ледяным включениям.

В работе (Батракова и др., 2012) также рассматриваются вопросы изменения диэлектрической проницаемости в зависимости от увлажнения и состава среды: значения диэлектрической проницаемости могут в одних случаях быть индикатором количества влаги в грунтах, а в других – количественного состава компонентов в исследуемой смеси. Для различных типов грунтов можно воспользоваться эмпирическими зависимостями:

А) для песков и суглинков, согласно формуле (Владов, Старовойтов, 2005):

$$\varepsilon' = 3,2 + 1,1 \times W \quad (1.26)$$

где W – влажность грунта, доли единиц;

Б) для осадочных пород в широком диапазоне изменения влажности от 3% до 45% (Владов, Старовойтов, 2005):

$$\varepsilon' = 3,03 + 9,6 \times W_{06} + 146 \times W_{06}^2 - 76,7 \times W_{06}^3 \quad (1.27)$$

где W_{06} – объемная влажность грунта, доли единиц;

$$W_{об} = W \times \gamma / \gamma_B \quad (1.28)$$

где γ – плотность сухого грунта, г/см³;

γ_B – плотность воды, г/см³, и принята равной 1 г/см³.

В) для сред с большой влажностью (свыше 45%) (Владов, Старовойтов, 2005):

$$\varepsilon' = 720 / (180 - W) \quad (1.29)$$

Таким образом, диэлектрическая проницаемость зависит от фракции и плотностей слоя.

В результате лабораторных исследований установлена зависимость диэлектрической проницаемости слоя щебня и песчаного грунта от влажности:

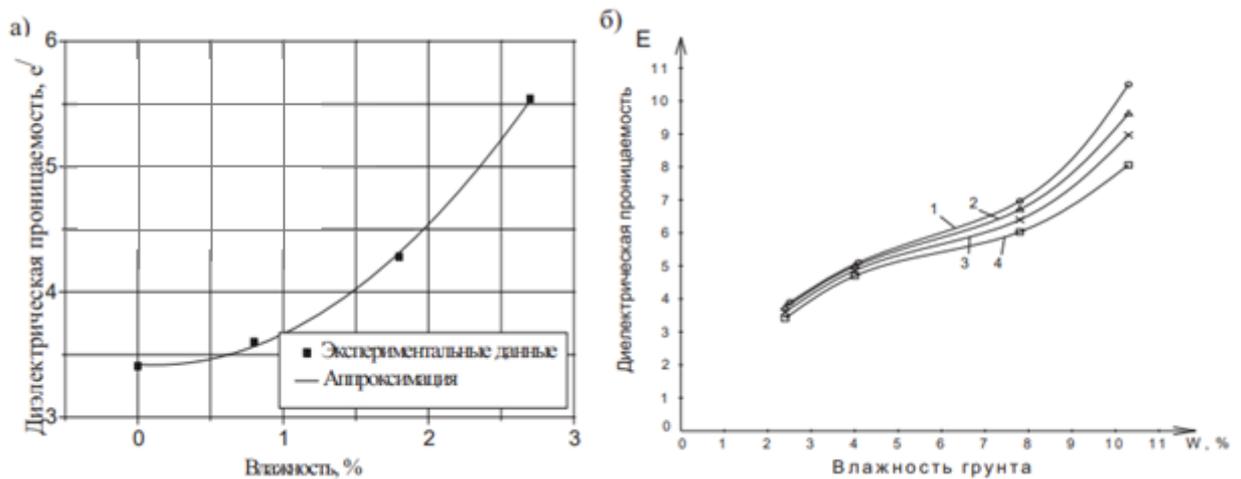


Рисунок 1.9. Связь диэлектрической проницаемости с влажностью материалов: а) слоя щебня; б) грунтов при различном коэффициенте уплотнения. (Батракова и др., 2012)

1.3.1. Эмпирические зависимости реальных сред от свойств компонентов и состава

Данный раздел составлен в основном по результатам анализа работы (Владов, Судакова, 2017).

Большинство нижеприведённых эмпирических зависимостей построены по данным лабораторных измерений с использованием специализированной аппаратуры. Несмотря на то, что данная аппаратура конструктивно отличается от стандартных полевых георадаров, выпускаемых серийно и распространённых по всему миру, результаты получены на «георадарных» частотах и, следовательно, могут быть использованы в георадиолокации. К тому же, их правильность подтверждается сходимостью с многочисленными полевыми измерениями.

Методам измерения диэлектрической проницаемости и затухания электромагнитного сигнала посвящено много работ, например (Мищенко, Малков, 2003), но в данной работе я остановлюсь только на их результатах.

Электрофизические свойства воды

Вода (H_2O) – одно из самых изученных веществ. Основная электрическая характеристика любой среды - диэлектрическая проницаемость - в случае воды демонстрирует необычные для жидкости особенности. Во-первых, она очень велика, для статических электрических полей она равна 81, в то время как для большинства других веществ она не превышает значения 10. Если на любое вещество воздействовать переменным электрическим полем, то диэлектрическая проницаемость перестанет быть постоянной величиной, а зависит от частоты приложенного поля, сильно уменьшаясь для высокочастотных полей. В этом разделе речь пойдёт о свободной воде, молекулы которой могут свободно вращаться под воздействием электромагнитного поля в противовес «связанной воде», вращение молекул которой ограничивается другими заряженными частицами (например, если они связаны электрохимически с поверхностью минеральных зёрен).

На рисунке 1.10 приведён спектр комплексной диэлектрической проницаемости воды при комнатной температуре 25 °С. Экспериментальные данные взяты из обобщенной оценки диэлектрической проницаемости (Ellison et al., 1996). Сплошными линиями показаны графики зависимости, рассчитанные по формуле Дебая, точками показаны полученные экспериментально: видно, что, экспериментальные и теоретические данные совпадают.

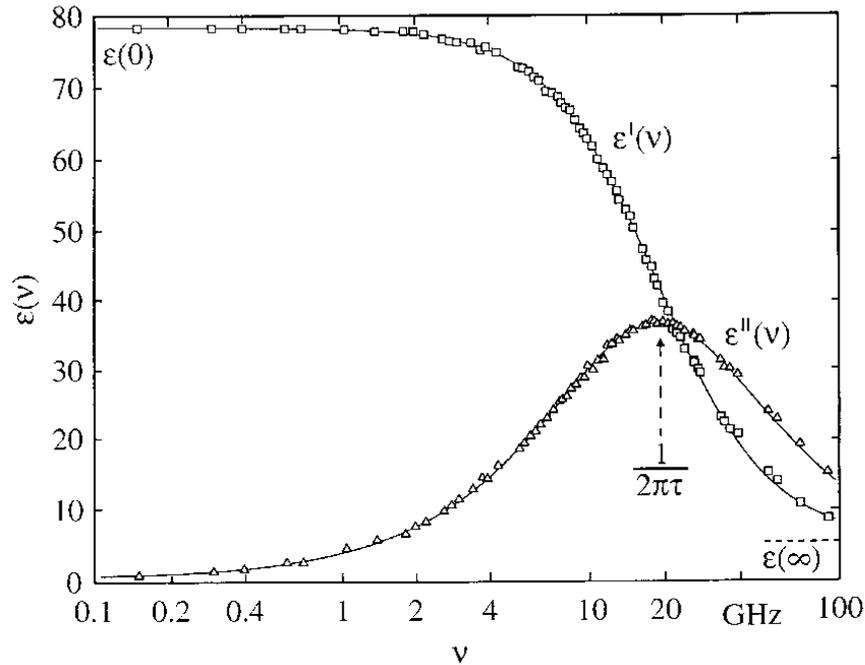


Рисунок 1.10. Спектр комплексной диэлектрической проницаемости воды при 25°C (Ellison, et al., 1996).

Зависимость электрофизических свойств воды от температуры

Температурная зависимость комплексной диэлектрической проницаемости дистиллированной воды, измеренная на частоте 490 МГц, приведена на рисунке 1.11

Видно, что в области фазового перехода жидкость – лед наблюдается резкий скачок, вызванный таким же скачкообразным изменением времени релаксации, которое у льда и воды различается на шесть порядков. Это происходит потому, что молекулы воды в кристалле льда оказываются сильно связанными по сравнению с жидким состоянием, поэтому возможность их движения ограничена. Отмечается эффект переохлаждения воды – на данной частоте полное замерзание происходит при 265 К. Плавление льда происходит при более высоких температурах, то есть наблюдается гистерезис, характерный для фазовых переходов первого рода. Это объясняется тем, что таяние льда – процесс экзотермический (происходит с выделением тепла), а замерзание воды, наоборот – эндотермический (происходит с поглощением тепла).

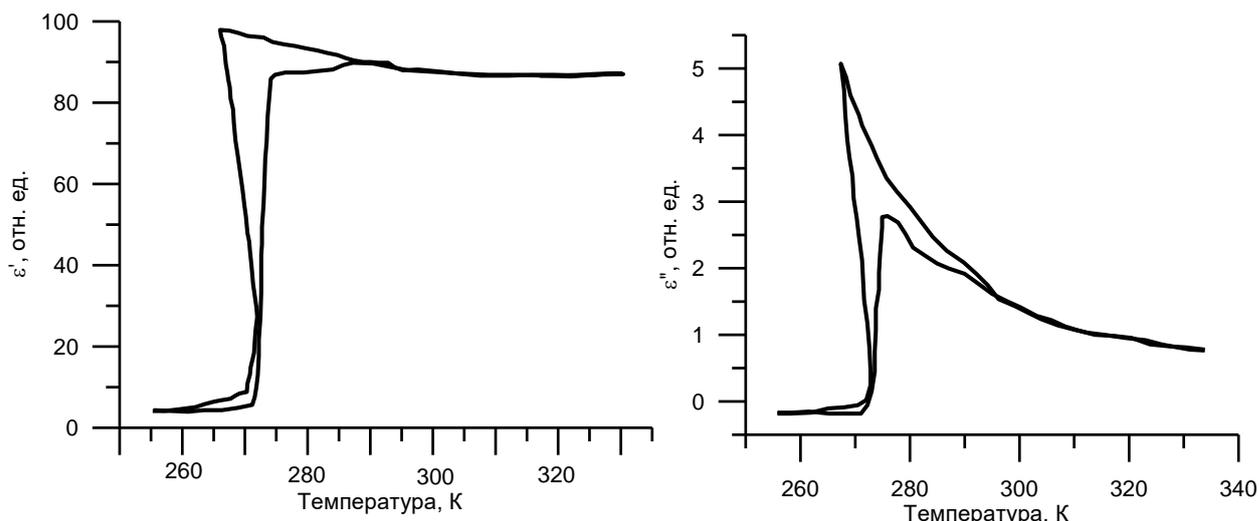


Рисунок 1.11. Действительная (а) и мнимая (б) составляющие диэлектрической проницаемости воды в области фазового перехода (Кочеткова Т.Д., 2003).

Несмотря на то, что данные графики противоречат действительности, на качественном уровне характеризуют неоднозначное поведение величин (действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости) в области фазового перехода.

Общая зависимость диэлектрической проницаемости воды в зависимости от температуры от $+0^{\circ}\text{C}$ до 100°C и длины электромагнитных волн (т.е. частоты) представлены на рисунке 1.12. Увеличение температуры сильно понижает статическую диэлектрическую проницаемость, но увеличивает интервал частот, на котором ϵ' постоянна. Отметим, что ϵ'_{∞} (то есть, диэлектрическая проницаемость измеренная на ультракоротких длинах волн) не изменяется значительно с температурой. Статическая диэлектрическая проницаемость, ϵ'_0 , при изменении температуры от $+0^{\circ}\text{C}$ до 40°C уменьшается от 88 до 73.

Максимальные диэлектрические потери в пределах микроволнового диапазона длин волн: 1 - 300 ГГц, длины волн 0.3 м - 1.0 мм (именно на этих потерях основан принцип работы микроволновой печи). При увеличении температуры максимум ϵ'' сдвигается в область более высоких частот и уменьшается (<http://www.lsbu.ac.uk/water/chaplin.html>). Аналогичные результаты приведены в (Daniels, 2004; Kaatze, 2002) и пр.

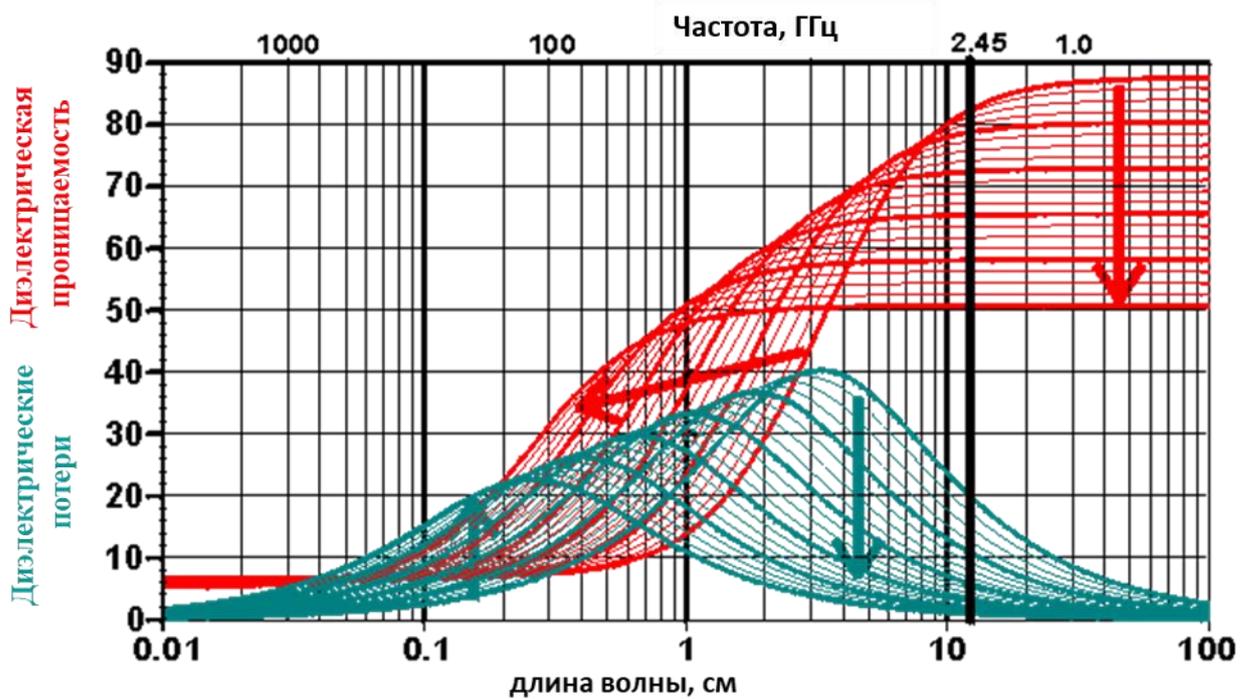


Рисунок 1.12. Диэлектрическая проницаемость и диэлектрические потери воды между $+0^{\circ}\text{C}$ и 100°C . Стрелки указывают на увеличение температуры (<http://www.lsbu.ac.uk/water/chaplin.html>).

Зависимость электрофизических свойств воды от её солёности

Диэлектрическая проницаемость и диэлектрические потери воды в зависимости от концентрации солей, измеренные на частоте 2.45 ГГц, представлена на рисунке 1.13 (<http://www.lsbu.ac.uk/water/chaplin.html>). Действительная часть ϵ' при положительных температурах меняется незначительно в пределах концентраций солей от пресной воды до морской, зато ϵ'' значительно возрастает как с ростом солёности, так и с ростом температуры.

Увеличение ϵ'' соответствует росту потерь энергии, что сильно снижает глубинность георадиолокационных исследований; поэтому исследования методом георадиолокации в водоёмах с низким электрическим сопротивлением воды, например, в солёных, не распространены. В (Старовойтов, 2008) приведён пример георадарограммы по профилю через р. Москва, вода в которой имеет низкие значения статического удельного сопротивления – порядка 20 Ом·м; здесь максимальная глубинность георадиолокации по воде составляет 3.3 м.

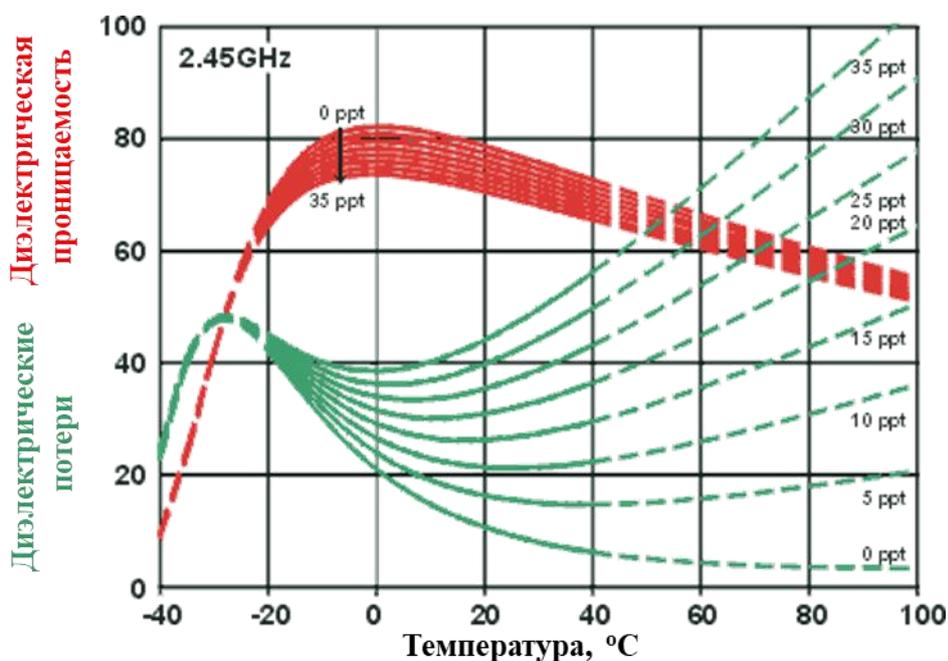


Рисунок 1.13. Диэлектрическая проницаемость и диэлектрические потери воды в зависимости от концентрации солей (<http://www.lsbu.ac.uk/water/chaplin.html>).

Электрофизических свойства воды от давления не зависят: при изменении давления от 0 до 500 МПа и фиксированной температуре диэлектрическая проницаемость воды меняется не больше чем на 20% (Uematsu, Franck, 1980).

Электрофизические свойства пород и грунтов

Большинство эмпирических зависимостей, встречаемых в литературе, построены для песчано-глинистых пород или грунтов. Возможно, это связано с доступностью этого материала в больших количествах для физических измерений, легкости его использования и простыми условиями хранения.

Температурные зависимости диэлектрической проницаемости на различных частотах для пород различного литологического состава, генезиса и влажности приведены на рисунке 1.14. Видно, что все кривые имеют один и тот же вид, аналогичный для воды (рисунок 1.11): от 25°C до 0°C значение диэлектрической проницаемости постоянно, от 0 °C до -3-6 °C резко уменьшается в несколько раз и после -3-6 °C до -20-25 °C кривая выходит на асимптоту и ϵ' и ϵ'' остаются постоянными.

Исключением является только случай нулевой (возможно, в данном случае гигроскопической) влажности, когда диэлектрическая проницаемость постоянна при всех температурах исследуемого диапазона. Это связано с очень большим вкладом воды

(превращающейся в лёд при отрицательных температурах) в диэлектрические свойства породы, причём физические свойства воды и льда, в том числе диэлектрические, отличаются в разы. Электрофизические свойства воздушной и твёрдой фазы при переходе через 0° не меняются.

Кривая зависимости диэлектрической проницаемости от температуры имеет довольно простой вид, хотя необходимо отметить, что в области 0°C детальные измерения не проводились.

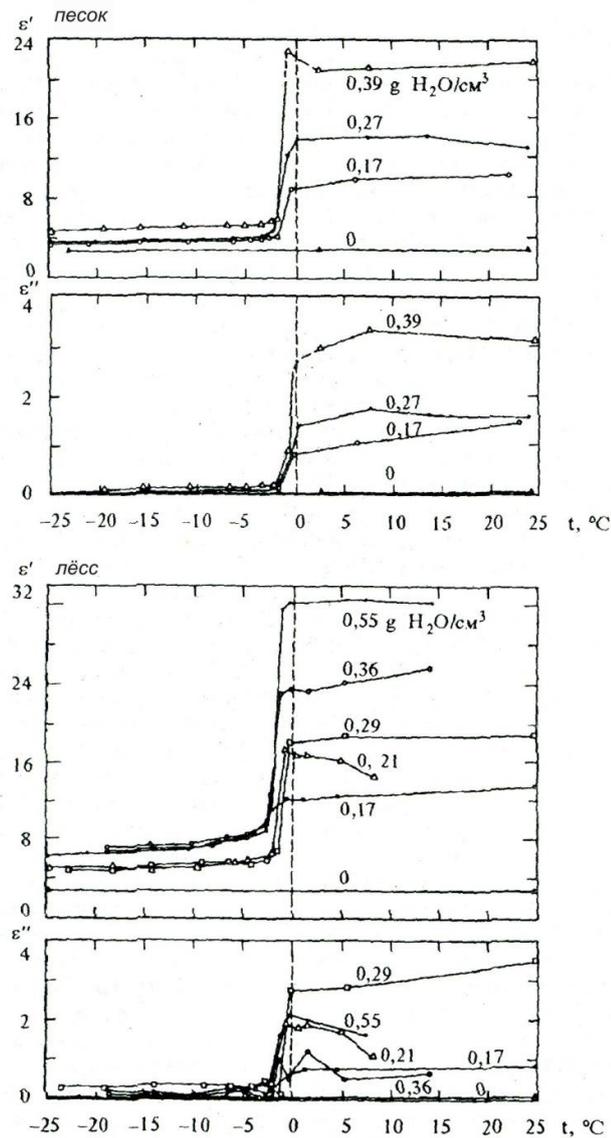


Рисунок 1.14. Температурные зависимости ϵ' песчано-глинистых пород, $f=0,5\text{ГГц}$, золотый песок и лёсс при различных влажностях (Hunter et al., 2003).

Зависимости от водонасыщенности

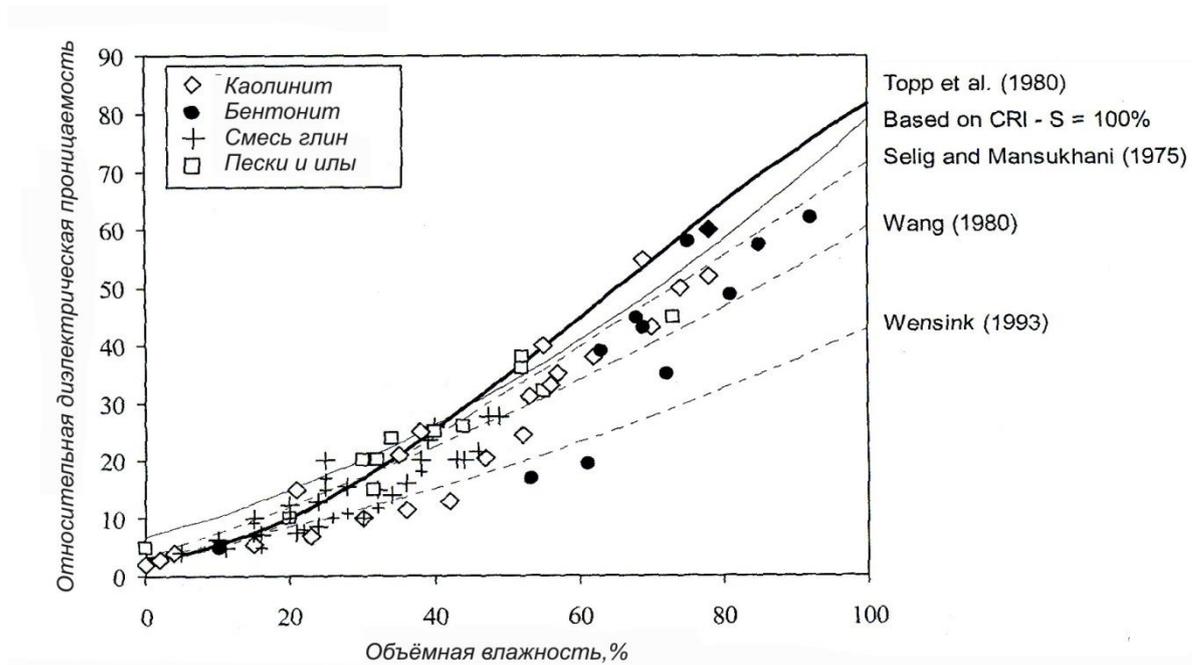


Рисунок 1.15. Зависимости ϵ' песчано-глинистых грунтов от объёмной водонасыщенности при положительных температурах. Сводные данные многих авторов, $f=50\text{МГц} - 1\text{ГГц}$. (Near-Surface Geophysics, 2005).

В (Near-Surface Geophysics, 2005) приведены эмпирические зависимости диэлектрической проницаемости песчано-глинистых грунтов от водонасыщенности, построенные различными авторами (графики зависимостей представлены на рисунке 1.15). Большинство зависимостей ϵ' от водонасыщенности имеет вид квадратного трехчлена с различными коэффициентами. В любом случае, в данных для песка наблюдается меньший разброс значений, чем для глинистых разностей.

В работе (Seleznev, 2005) приведено сравнение теоретических зависимостей электрофизических свойств полностью водонасыщенных известняков различной пористости с результатами измерений на образцах. Расчёт осуществлялся по следующим формулам: формула Максвелла, с водой как матрицей и с твёрдой фазой в качестве матрицы; формула Бруггермана; среднее арифметическое, формула Лихтенеккера, и среднего времени. По результатам работы показано, что формула среднего времени лучше всего подходит для расчёта ϵ' и σ водонасыщенных известняков:

$$\sqrt{\epsilon_{\Sigma}} = \sum_{s=1}^s \sqrt{\epsilon_s} V_s \quad (1.30)$$

где ε_{Σ} - общая диэлектрическая проницаемость смеси, ε_s - диэлектрическая проницаемость каждой из компонент смеси, занимающей соответствующий объем V_s в смеси.

Авторы (Kirsch, 2006) для водонасыщенных грунтов и пород также предлагают использовать формулу среднего времени, независимо от процента водонасыщенности, тогда среда представляется трёхкомпонентной: твёрдая фаза, вода и воздух, в качестве коэффициентов входят их объёмные содержания.

Зависимость от дисперсности и глинистости

Диэлектрическая проницаемость песчано-глинистых грунтов и пород возрастает с увеличением дисперсности грунта или с увеличением содержания глинистого компонента.

В (Кобранова, 1986) приведена зависимость ε' песчаников и алевролитов мезозоя от коэффициента объёмной глинистости (рисунок 1.16).

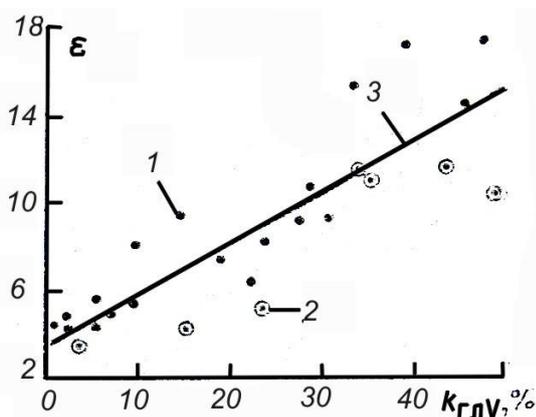


Рисунок 1.16. Зависимость ε' газонасыщенных полимиктовых пород от коэффициента объёмной глинистости k_{glv} у песчаников и алевролитов мезозоя Западной Сибири (по Ю.Л. Брылкину, Л.И. Дубману, Е.И. Леонтьеву); 1 – полимиктовые песчаники и алевролиты, 2 – породы с повышенным содержанием гидрослюдистого цемента, 3 – линия регрессии, частота 1МГц (Кобранова, 1986).

Загрязнение углеводородами

Дифференциация свойств горных пород и грунтов по электрофизическим свойствам возникает из-за отсутствия или присутствия воды. Сухие горные породы – идеальные диэлектрики - обладают большими значениями сопротивлений и малыми – диэлектрической проницаемости. Углеводороды по своим электрофизическим свойствам аналогичны сухим породам. Такая неконтрастность по свойствам обуславливает тот факт,

что «разброс» значений проводимости и диэлектрической проницаемости нефтенасыщенных сред, по сравнению с водонасыщенными, очень мал (Эпов и др, 2007).

Неоднозначность в выявлении степени загрязнения углеводородами добавляет тот факт, что электрофизические свойства углеводородов разного химического состава могут отличаться почти в 2 раза (Чеников И.В., 2010). Таким образом, зависимость комплексной диэлектрической проницаемости от содержания углеводорода в общем воде до сих пор не решён.

Несмотря на то, что в современной георадиолокации динамические характеристики записи не находят широкого применения при анализе экспериментальных данных, именно они несут информацию о свойствах исследуемой среды, отображая ее поведение в поле высокочастотных электромагнитных волн. Использование этой информации в дополнение к традиционному анализу только кинематических характеристик позволяет существенно повысить эффективность георадиолокационных исследований в целом.

1.4. Постановка задачи

Физические принципы метода георадиолокации близки к методам, основанным на лучевом методе, принятом в сейсморазведке (Daniels, 2004; Jol, 2009). В результате такого подхода информационными сигналами в георадиолокации являются прямые проходящие, отраженные и дифрагированные волны. В наиболее распространенном варианте подповерхностной георадиолокации, когда приемная и излучающая антенны объединены в один блок, рассматриваются только отраженные и дифрагированные волны. В вариантах георадиолокационных наблюдений, связанных с изменением расстояния между излучающей и приемной антеннами, также как и в соответствующих модификациях сейсморазведки, - томография и просвечивание, - изучаются прямые проходящие волны

Во временной области электромагнитные импульсы излучаются в среду. Часть энергии отражается или рассеивается от границ раздела или объектов, находящихся в среде. Прямые и отраженные амплитуды силы электрического поля записываются как функции времени прохождения волны.

Существует несколько основных различий, имеющих значение для практических работ в полевых условиях и обработке данных георадиолокации. Поглощение в области георадиолокации зависит гораздо в большей степени от частоты, чем в поле упругих волн.

В георадиолокации принято оценивать реальные геологические среды в приповерхностной части разреза, как среды с малыми потерями ($tg(\delta)$ менее 0.3).

Следствием этого является предположение о линейной зависимости поглощения от частоты и не зависимости скоростей распространения и спектрального состава от величины нагрузки (интенсивности излучаемого сигнала).

В то же время в некоторых результатах полевых наблюдений и лабораторных опытов проявляются признаки нелинейных процессов (Калинин, Владов, Ошкин, 2010). К трудно объяснимым явлениям следует отнести различия в волновых картинах, полученных в одной и той же однородной среде с использованием одной и той же аппаратуры при различных расстановках источник/приемник – при их совмещенном положении и отдельном (Владов, Пятилова, 2016).

Зависимость скорости распространения упругих волн от влажности линейна, как показано, например, в работе (Пиоро, Ошкин, Тырина, 2014). Но при этом, как видно из рисунка 1.17, существует точка перегиба при уровне влажности 11-15%.

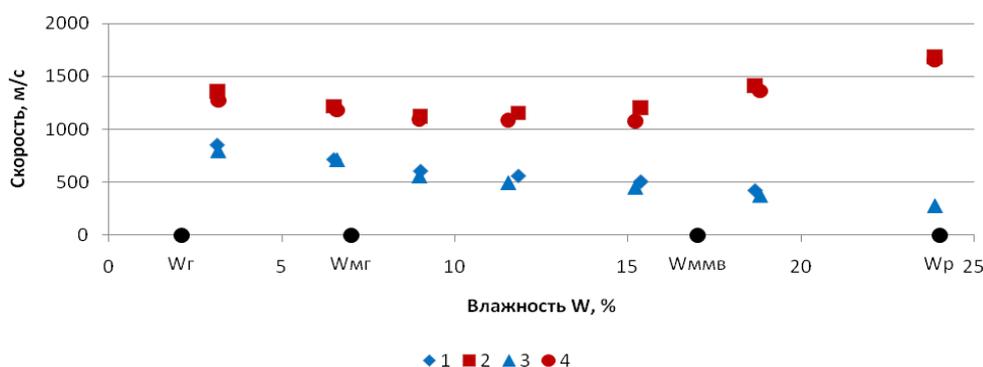


Рисунок 1.17. Точечные диаграммы для скоростей упругих волн при различной влажности природных грунтов: 1, 2 – суглинок тяжелый песчанистый; 3, 4 – суглинок тяжелый песчанистый (Пиоро, Ошкин, Тырина, 2014).

Интерес представляет анализ поведения скорости электромагнитных волн также, как и в сейсморазведке, в зависимости от влажности.

Особый интерес представляет анализ динамических характеристик георадиолокационной записи как средство повышения эффективности георадарных исследований и возможность получить информацию непосредственно о свойствах разреза.

Задачами лабораторных измерений является собственно измерение на образцах сред и физическое моделирование ситуаций на моделях реальных сред с заданными свойствами. В лабораторных условиях с использованием высокочастотных антенн полевых радаров можно промоделировать ряд ситуаций, связанных с поглощением и способами его оценки, с использованием динамических характеристик высокочастотных электромагнитных волн для определения проводимости и диэлектрической проницаемости.

Энергия электромагнитных волн в общем случае тратится на преодоление сопротивления токам проводимости и токам смещения. Современная георадиолокация успешно работает в средах с малыми потерями. К таким средам можно отнести ряд геологических сред, таких как пески, воду и некоторые другие. В этих средах при работе на отраженных волнах можно достигнуть глубинности в несколько метров на частотах около 200-300 МГц, и в один-два десятков метров на частотах 50-100 МГц. Электропроводность большинства пород, через которые может проникать излучение на исследуемые глубины, менее чем 10 мСм/м (Владов, Пятилова, 2015).

Анализ динамических характеристик георадиолокационной записи (анализ амплитуд, анализ спектрального состава записи) позволяет оценить электропроводность изучаемой среды. Анализ динамических характеристик (атрибуты) широко применяются в практике сейсморазведки. К ним относятся способы расчета эффективных и пластовых коэффициентов поглощения по отношению амплитуд отдельных волн (однократных и многократных), по зависимости амплитуд отраженных волн от времени их прихода, по спектру отдельных волн и отношению спектров различных волн, по изменению преобладающей частоты колебаний и т.д. (Ампиров, 1992). Определив тем или иным способом для слоистой толщи коэффициент поглощения α и в предположении, что вдоль отражающей границы коэффициент отражения K является постоянным, может быть оценена эффективная электропроводность (Владов, Капустин, Пятилова, Кувалдин, 2017). По аналогии с сейсморазведкой, в георадиолокации можно применять схожие подходы к обработке данных. Анализ коэффициента поглощения и рассчитываемая на его основе проводимость является одним из важных шагов к оценке параметров грунта.

Таким образом, на основе обзора современного состояния подходов к определению свойств и динамических характеристик среды, следуют задачи исследования:

1. Разработка методики лабораторных исследований, позволяющих определять динамические и кинематические характеристики отраженных и проходящих волн в моделях среды с контролируемыми параметрами. При этом получение сведений для разных длин пробега (от момента возбуждения сигнала до получения отражений на разных временах) без изменений условий возбуждения и приема сигнала и без дополнительных измерений.
2. Проведение физического моделирования процессов распространения электромагнитных волн для оценки поглощающих свойств среды в зависимости от проводимости и диэлектрической проницаемости.

3. Опробование разработанного подхода к оценке проводимости среды на основе коэффициента поглощения на полевых георадиолокационных данных.

Глава 2. Георадиолокационные исследования на образцах (физическое моделирование)

Задачами лабораторных измерений является собственно измерение на образцах горных пород и физическое моделирование ситуаций на моделях реальных сред с заданной геометрией и контролируемыми свойствами.

2.1. Аппаратура

При разработке методики эксперимента был выбран полевой георадар, что связано с желанием получить волновые картины сходные с полевыми записями, с неискаженной динамикой.

Измерения проводились с использованием одноканального георадара Zond-12e (производство фирмы Radar Systems Inc., г. Рига, Латвия) двумя способами:

- 1) на переменной базе, где источником служила антенна с центральной частотой 1,5 ГГц в воздухе, а приемником – антенна с центральной частотой 2 ГГц в воздухе;
- 2) на совмещенной базе (совмещенный источник-приемник) антенной с центральной частотой 1,5 ГГц в воздухе.

Антенны поверхностные, дипольные, экранированные.

Сертификаты антенн (<http://www.radsys.lv/en/index/>):

Антенна 2 ГГц

- Разрешение и глубина: 0.06-0.1 x 1.5-2 м
- Размеры: 27×13.5×13 см
- Вес: 1.2 кг
- Питание: 0.25 А @ 12 В по кабелю от блока управления
- Выход передатчика: 200 В
- Чувствительность приемника: 120 мкВ
- Усиление приемника: 10 дБ

Антенна 1,5 ГГц

- Разрешение и глубина: 0.1-0.15 x 2-3 м
- Размеры: 30x12x11 см
- ВЕС: 1.5 кг
- Питание: 0.25 А @ 12 В по кабелю от блока управления
- Выход передатчика: 200 В

- Чувствительность приемника: 120 мкВ
- Усиление приемника: 10 дБ

Измерения проводились путем пошаговой записи трасс. Длина записи – 50 нс.

2.2. Методика экспериментов

2.1.1 Размеры образцов

Измерения проводились в разных контейнерах: со сторонами 39×27×23 см (рисунок 2.1), 28×58×35 см и со сторонами 24×40×18 см. Контейнер заполнялся образцом.

Длины волн в этих случаях лежат в пределах 2-10 см. Таким образом, геометрия измерительной установки должна соответствовать работам в волновой зоне – при расстояниях между источником и отражающей поверхностью более длины волны.

2.1.2 Модели среды

В экспериментах использовались различные виды среды:

1) вода как водопроводная, так и различной степени солености - от дистиллированной до солености 35 г/л. Предел солености выбран из соображений, что средняя соленость вод Мирового океана колеблется от 34 до 36 ‰, что соответствует количеству растворенных солей от 34 г/л до 36 г/л, при чем в основном хлорида натрия (NaCl) (Хорн, 1972). Соленость создавалась путем добавления определенного объема соли с содержанием NaCl более 97%.

2) песок среднезернистый разной степени влажности и разной степени солености. Влажность контролировалась путем добавления определенного объема воды, соленость – путем добавления воды разной степени солености.

2.1.3 Волны-помехи и выбор оптимальной методики

При выборе методики требовалось получить в лабораторных условиях импульсы, прошедшие различный путь в модели однородной среды, которые хорошо выделяются на фоне шумов и волн помех.

Большое количество паразитных отражений заставляет использовать две методики измерений – с совмещенной базой, когда источник и приемник находятся в одной точке, (Rx+Tx) и отдельной (Rx/Tx) – когда источник и приемник находятся в разных точках (рисунок 2.1), а также вдоль разных сторон параллелепипеда для поиска наиболее удачных

сочетаний времен прихода кратных полезных волн и отсутствием в этом временном окне волн-помех.

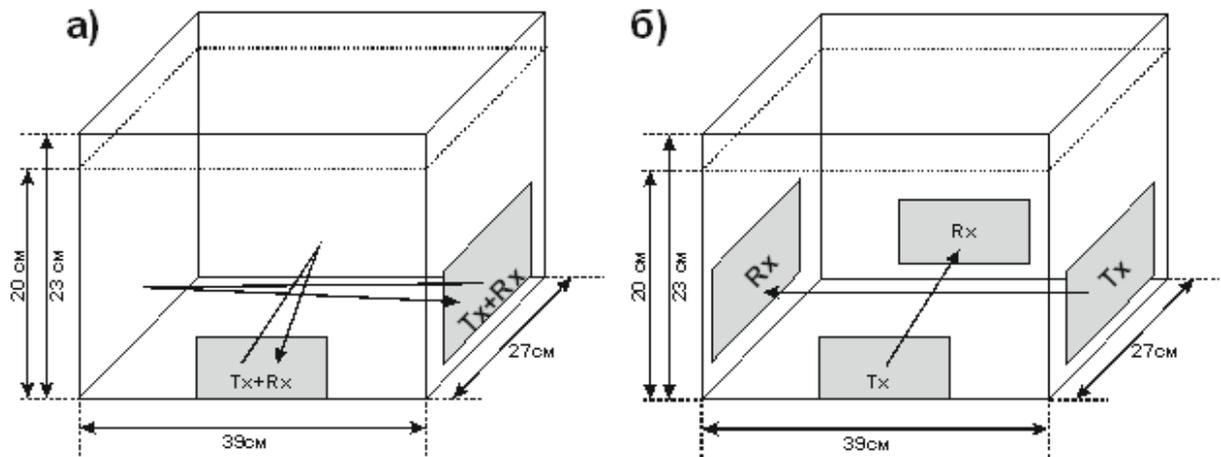


Рисунок 2.1. Положение антенн относительно сторон параллелепипеда.

При данной геометрии на записи помимо основного отражения, могут приходить и дополнительные. Геометрия возможных волн в плоскости (S_{II}) вдоль линии исследований показана на рисунке 2.2. Такие же волны будут приходить и в перпендикулярной плоскости (S_I).

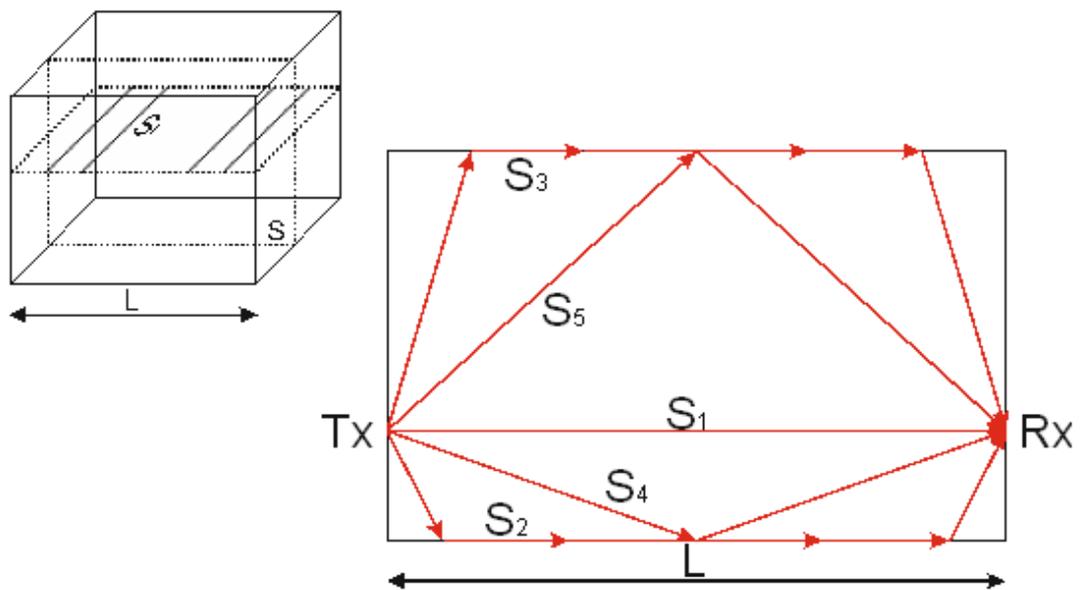


Рисунок 2.2. Геометрия возможных волн, которые могут прийти в случае измерений на раздельной базе Rx/Tx в плоскости S_{II} .

В таблицах 2.1 и 2.2 приводятся примеры теоретических времен прихода основных волн, показанных на рисунке 2.2 в плоскостях S_I и S_{II} при работе на совмещенной базе R_x+T_x и на раздельной базе R_x/T_x при исследованиях с водой на параллелепипеде со сторонами $39 \times 27 \times 23$ см.

Таблица 2.1. Времена прихода основных волн в плоскости S_{II} при работе на совмещенной базе R_x+T_x

СОВМЕЩЕННЫЕ R_x+T_x										
	$2 \times S_1,$ нс	$2 \times S_2,$ нс	$2 \times S_3,$ нс	$2 \times S_4,$ нс	$2 \times S_5,$ нс					
L=27 см	16.4	9.7	19.3	17.7	24.0					
L=39 см	23.6	11.1	20.1	24.6	29.5					
	S_1+S_2 нс	S_1+S_3 нс	S_1+S_4 нс	S_1+S_5 нс	S_2+S_3 нс	S_2+S_4 нс	S_2+S_5 нс	S_3+S_4 нс	S_3+S_5 нс	S_4+S_5 нс
L=27 см	13.0	17.8	17.0	20.2	14.5	13.7	16.9	18.5	21.6	20.8
L=39 см	17.4	21.9	24.1	26.5	15.6	17.8	20.3	22.3	24.8	27.0

Таблица 2.2 Времена прихода основных волн в плоскости S_{II} при работе на раздельной базе R_x/T_x

РАЗДЕЛЬНЫЕ R_x/T_x					
	$S_1,$ нс	$S_2,$ нс	$S_3,$ нс	$S_4,$ нс	$S_5,$ нс
L=27 см	8.2	4.9	9.5	8.9	11.9
L=39 см	11.8	5.7	9.9	12.3	14.7

Так как в плоскости, перпендикулярной линии наблюдения, отражения будут приходить от границы вода/воздух, и R_x и T_x расположены по центру параллелепипеда, то $S_2=S_3$, $S_4=S_5$. Рассчитанные времена прихода дополнительных волн в плоскости (S_I) представлены в таблицах 2.3 и 2.4

Таблица 2.3. Времена прихода основных волн в плоскости S_I при работе на совмещенной базе R_x+T_x

СОВМЕЩЕННЫЕ R_x+T_x						
	$2 \times S_1,$ нс	$2 \times S_2,$ нс	$2 \times S_4,$ нс	$S_1+S_2,$ нс	$S_1+S_4,$ нс	$S_2+S_4,$ нс
L=27 см	16.4	18.1	23.1	17.2	19.8	20.6
L=39 см	23.6	26.1	33.4	24.9	28.5	29.8

Таблица 2.4. Времена прихода основных волн в плоскости S_1 при работе на раздельной базе Rx/Tx

РАЗДЕЛЬНЫЕ Rx/Tx			
	S1, нс	S2, нс	S4, нс
L=27 см	8.2	9.0	11.6
L=39 см	11.8	13.0	16.7

При данных расстояниях времена прихода дополнительных отражений близки к временам прихода основных волн, вследствие чего может возникать интерференция между ними. Это осложняет задачу поиска «полезного» отражения. Кроме того, точно не известно положение приемника/источника, из-за чего даже рассчитанные времена прихода всех волн могут варьироваться в пределах 0.2 нс.

При использовании разных наборов методик съемки получается большой набор данных для выбора наиболее оптимальной конфигурации для «избавления» от интерференции.

Ниже (рисунок 2.3, рисунок 2.4) представлены данные, полученные при исследованиях на различных базах ($Rx+Tx$, Rx/Tx) на воде.

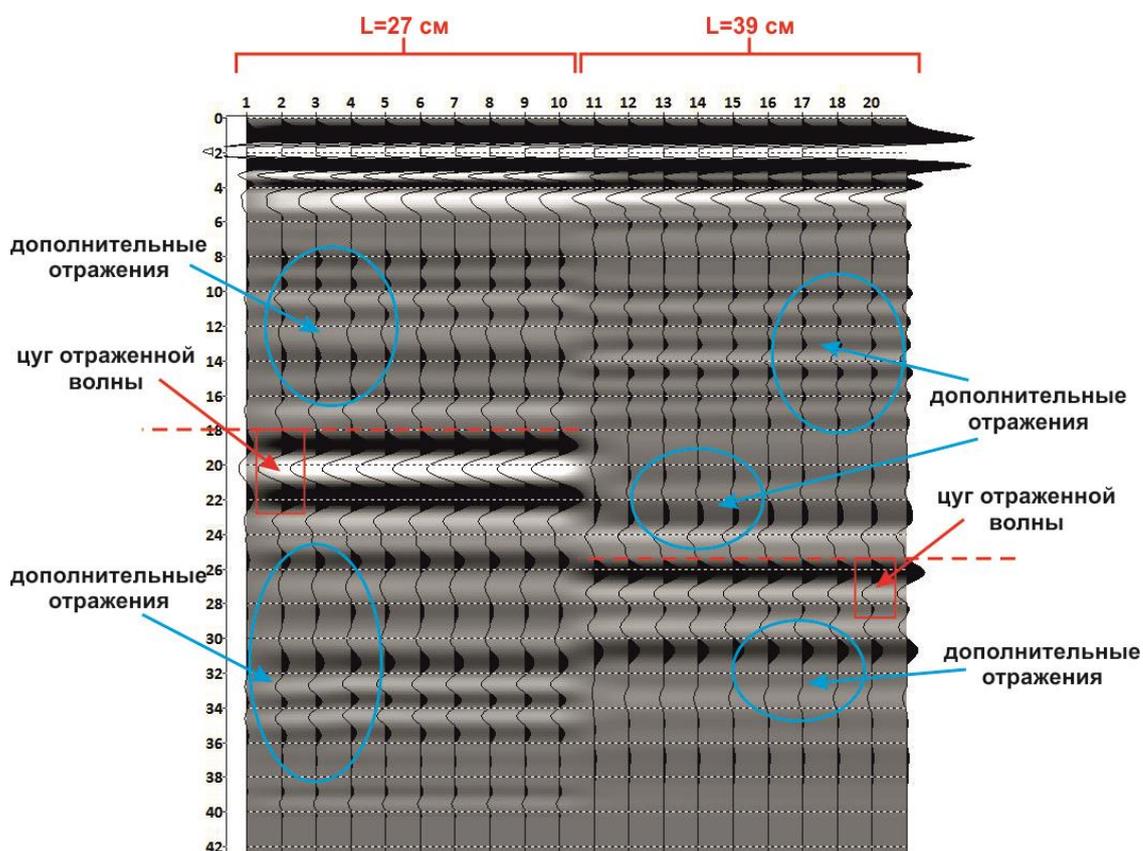


Рисунок 2.3. Запись измерений на совмещенной базе $Rx+Tx$.

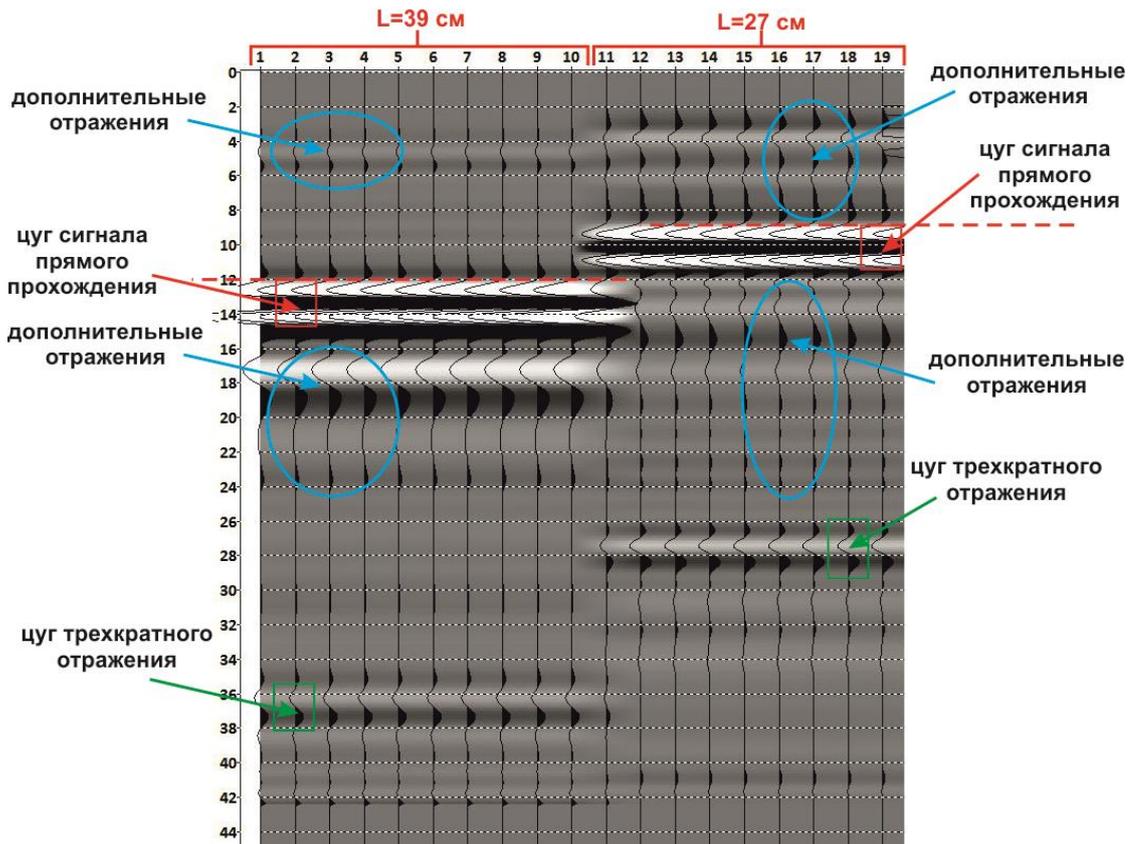


Рисунок 2.4. Запись измерений на раздельной базе Rx/Tx.

При работе на совмещенной базе появляется много дополнительных отражений (отражений от стенок контейнера, от границ раздела образец/воздух и т.д.), на фоне которых, как видно из случая $L=27$ см, достаточно трудно определить положение двукратного отражения из-за явлений интерференции, которое теоретически должно прийти на времени 36 нс. Кроме того, уже на ожидаемых временах прихода двукратного отражения сигнал достаточно сильно затухает, а значит, и последующее полезное четырехкратное отражение отделить от помех не представляется возможным.

При работе на раздельных базах дополнительные отражения появляются, но являются не столь высокоамплитудными, как полезные. Достаточно отчетливо видны и трехкратные отражения (схема появления кратных отражений показана на рисунках 2.5, 2.6), как при работе вдоль $L=27$ см, так и вдоль $L=39$ см. В связи с этим, для дальнейших исследований образцов в данном параллелепипеде был выбран вариант работ на расстоянии $L=27$ см с раздельной базой. В случаях с другими параллелепипедами проводился аналогичный анализ данных и выбиралась наилучшая конфигурация съемки.

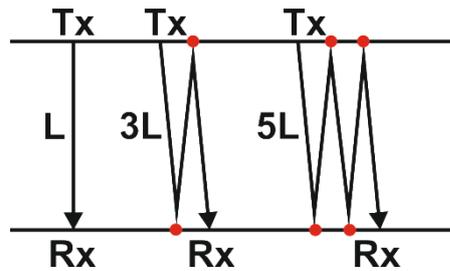


Рисунок 2.5. Схема появления кратных отражений при исследованиях с раздельными приемником и источником (R_x/T_x). Красными кружками отмечены точки отражения на границе среда-воздух.

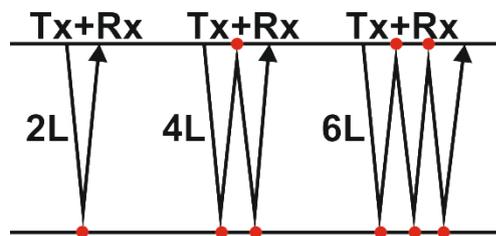


Рисунок 2.6. Схема появления кратных отражений при исследованиях с совмещенными приемником и источником (R_x+T_x). Красными кружками отмечены точки отражения на границе среда-воздух.

2.1.4 Описание экспериментов

Эксперимент 1. Вода.

Измерения проводились в контейнере со сторонами $39 \times 27 \times 23$ см (рисунок 2.1). Контейнер наполнен водой до 20 см. Объем воды 17.94 литра.

Эксперимент 2. Песок различной степени влажности

Измерения проведены в контейнере $39 \times 27 \times 23$ см, наполненным водопроводной водой и заполненным песком до 11 см (объем 11.6 л) разной степени объемной влажности с использованием раздельных источника и приемника (источник и приемник находятся с разных сторон параллелепипеда). В песок постепенно добавлялась вода, начиная с 0.5 л до 3 л.

Песок мелко-среднезернистый, поэтому можно приблизительно считать, что объем пор составляет около 40%. Объем песка в каждом из экспериментов известен, поэтому объемная влажность грунта W рассчитывается как $W = (V_{\text{воды}}/V_{\text{грунта}}) \times 100\%$.

Соответственно, объемная влажность грунта W изменяется от 0 до 26%. Для расчетов взяты случаи при влажности песка $W=8.6\%$ (1 л воды), $W=17.3\%$ (2 л воды), $W=25.9\%$ (3 л воды).

Эксперимент 3. Вода разной степени солености

Эксперимент проводился при объеме воды 10 л, при этом мощность водного слоя составляла 12.5 см. Степень солености контролировалась путем добавления в дистиллированную воду соли NaCl так, что соленость изменялась от 0.5 г/л до до 35 г/л с шагом 0.5 г/л, 1.0 г/л и 5 г/л.

Эксперимент 4. Песок разной влажности и разной степени солености

Измерения проводились в контейнере размерами 24×40×18 см, заполненным песком различной степени влажности до 11.5 см. Первоначальный объем сухого песка составляет 0.0115 м³ (рисунок 2.7).

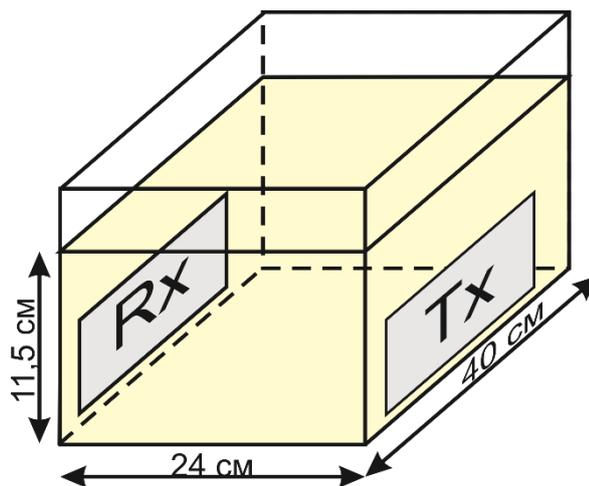


Рисунок 2.7. Контейнер для измерений.

Песок увлажнялся с шагом 0.4 л до 2.8 л (сухой песок; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л). Кроме того, в процессе измерений вода отличалась соленостью (количеством NaCl) – от 0 г/л (дистиллированная вода) до 2.5 г/л (0 г/л; 1.0 г/л; 1.5 г/л; 2.0 г/л; 2.5 г/л). Путем взвешивания увлажненных проб и их последующего высушивания определена влажность песка на каждом шаге увлажнения (таблица 2.5) по формуле:

$$W = \left(\frac{m_1 - m_0}{m_0 - m} \right) \cdot 100\% , \quad (2.1)$$

где m - масса емкости, в которой производится взвешивание;

m_1 - масса влажной пробы вместе с емкостью;

m_0 - масса высушенной пробы вместе с емкостью.

В таблице 2.5 представлены параметры влажности.

Таблица 2.5. Влажность песка при каждом шаге увлажнения

объем воды, л	влажность, %
0.4	4.71
0.8	8.00
1.2	10.75
1.6	12.93
2	14.61
2.4	16.05
2.8	18.90

В таблице 2.6 представлены общие сводные данные по выполненным экспериментам.

Таблица 2.6. Общие данные о выполненных экспериментах

№	Тип образца	Размеры контейнера, см (длина×ширина×высота); Длина пути	Краткое описание
Эксп. 1	Вода	39×27×23; 39 см и 27 см	Измерения вдоль сторон контейнера 27 см и 39 см
Эксп. 2	Песок с постепенным увлажнением	39×27×23; 11 см	Измерения вдоль сторон контейнера 27 см и 39 см; шаг увлажнения – 0.5 л (от 0 до 3 л)
Эксп. 3	Вода различной степени солености	24×40×18; 12.5 см	Измерения толщи воды 12.5 см с увеличением солености с шагом 0,5 г/л, 1,0 г/л, 5 г/л (от 0 г/л до 35 г/л)
Эксп. 4	Песок с постепенным увлажнением и увеличением солености	24×40×18; 11.5 см	Измерение вдоль стороны 24 см; шаг увлажнения – 0.4 л; шаг увеличения солености – 0.5 г/л (от 0 до 2.5 г/л)

2.3. Результаты экспериментов

Эксперимент 1. Вода.

Времена прихода электромагнитных волн при измерениях на воде представлены в таблице 2.7. Теоретическое время рассчитано из предположения, что скорость электромагнитной волны в воде составляет 3.3 см/нс. Полученные данные представлены на рисунках 2.8 и 2.9.

Таблица 2.7. Практические и теоретические времена прихода электромагнитных волн при измерениях на совмещенной и раздельной базах.

	L=27 см (Rx+Tx)		L=27 см (Rx/Tx)		L=39 см (Rx+Tx)		L=39 см (Rx/Tx)	
	t практ	t теор	t практ	t теор	t практ	t теор	t практ	t теор
вода	18.0 нс	16.4 нс	8.8 нс	8.2 нс	25.5 нс	23.6 нс	12.0 нс	11.8 нс

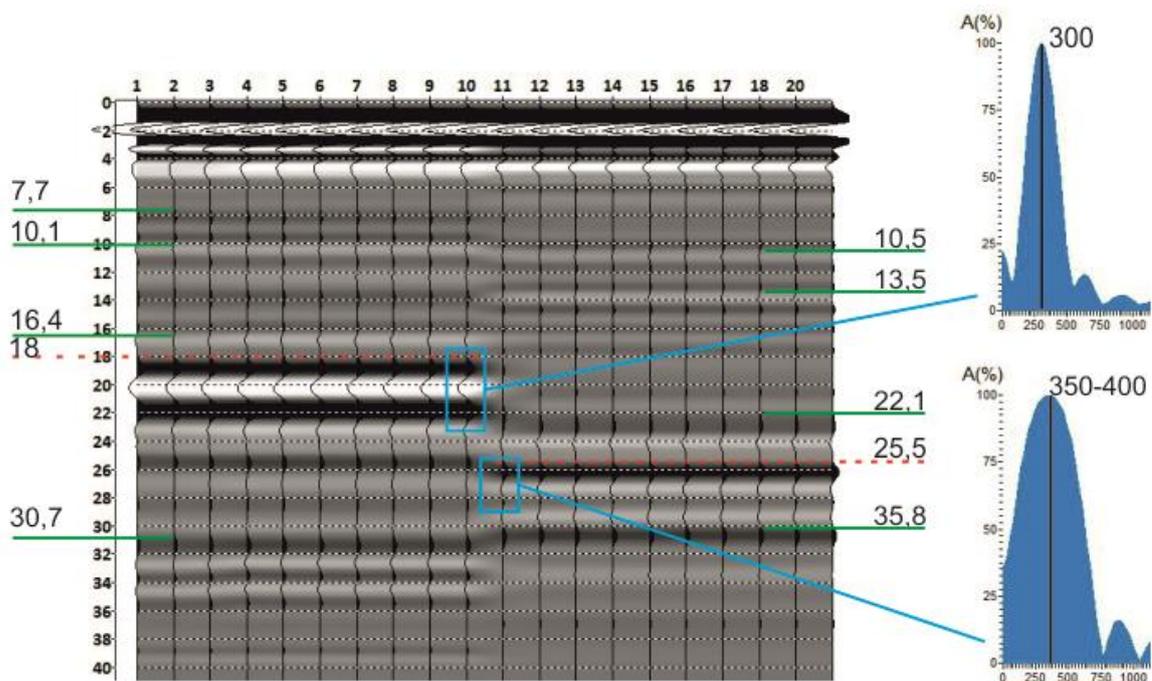


Рисунок 2.8. Запись измерений на совмещенной базе Rx+Tx. В левой части (с 1 по 10 трассу) представлены результаты измерений на расстоянии 27 см, в правой (с 11 по 21 трассу) – результаты измерений на расстоянии 39 см. Красными пунктирными линиями показаны времена прихода полезных отражений, зелеными – волны-помехи. Справа выведены амплитудные спектры отраженных сигналов в (в процентах от условного максимума).

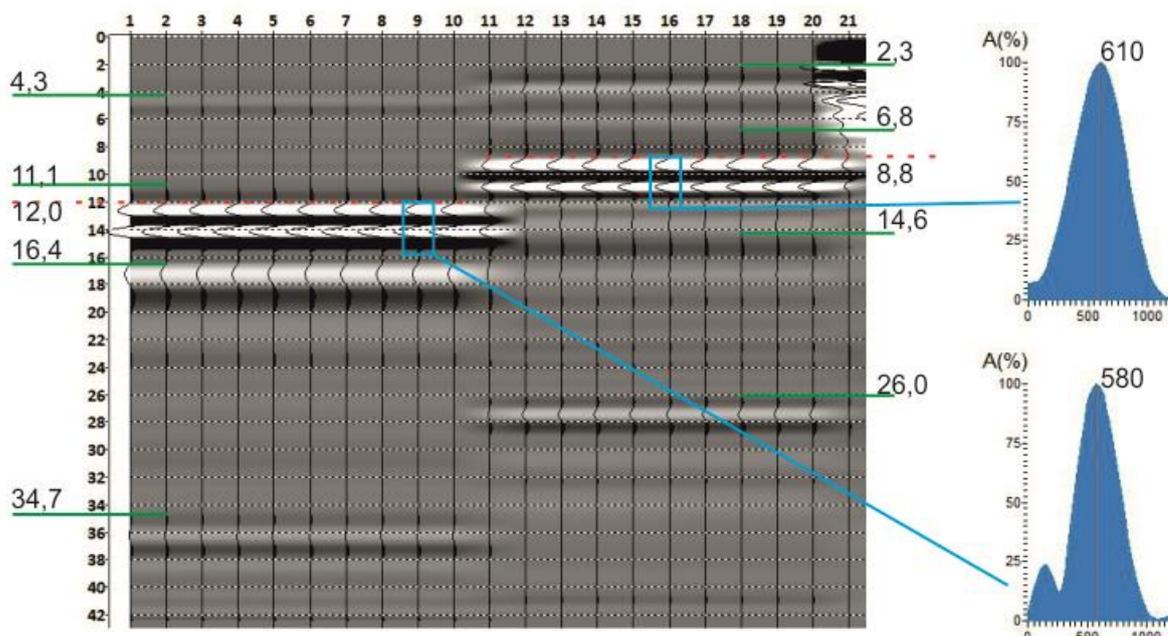


Рисунок 2.9. Запись измерений на отдельной базе Rx/Tx. В левой части (с 1 по 10 трассу) представлены результаты измерений на расстоянии 39 см, в правой (с 11 по 21 трассу) – результаты измерений на расстоянии 27 см. Красными пунктирными линиями показаны времена прихода полезных отражений, зелеными – волны-помехи. Справа выведены амплитудные спектры отраженных сигналов в процентах (в процентах от условного максимума).

Краткие выводы по результатам эксперимента 1

Совмещенная база Rx+Tx

- Отражение с максимальной положительной амплитудой приходит на времени 18 нс при $L=27$ см и на времени 25.5 нс при $L=39$ см (за точку отсчета берется начало фазы), вместо расчетных 16.4 нс и 23.6 нс соответственно. Погрешность измерений таким образом составляет 1.6 нс – 9.8% и 1.9 нс – 8% соответственно.

- Частота сигнала при $L=27$ см (300 МГц) ниже, чем при $L=39$ см.
- Первая фаза прямой волны и отраженного сигнала совпадают.

Раздельная база Rx/Tx

- Сигнал прямого прохождения с максимальной отрицательной амплитудой приходит на 8.8 нс при $L=27$ см и на времени 12.0 нс при $L=39$ см (за точку отсчета берется начало фазы), вместо расчетных 8.2 нс и 11.8 нс соответственно. Погрешность измерений таким образом составляет 0.6 нс – 7.3% и 0.2 нс – 1.7% соответственно.

- На временах 34.7 нс и 26.0 нс – скорее всего кратные волны, но они не совсем совпадают с ожидаемым временем прихода: 36 нс и 26.4 нс при данных измерениях и изменилась фаза. Т.е. если предполагать, что это кратные волны, то они имеют обратную фазу
- Частота сигнала при $L=27$ см (610 МГц) выше, чем частота при $L=39$ см.
- Первая фаза прямой волны и сигнала прямого прохождения обратные.

Эксперимент 2. Песок различной степени влажности

Получившиеся времена прихода волн и рассчитанные скорости прохождения электромагнитных волн представлены в таблице 2.8

Таблица 2.8. Получившиеся времена прихода отраженных электромагнитных волн и рассчитанные скорости прохождения электромагнитных волн по результатам эксперимента 2.

V воды, л	W, %	W (объемная), %	L=27 (Rx+Tx)		L=27 (Rx/Tx)		L=39 (Rx+Tx)		L=39 (Rx/Tx)	
			t, нс	v, см/нс	t, нс	v, см/нс	t, нс	v, см/нс	t, нс	v, см/нс
0	0	0.0	6.0	9.0	3.0	9.0	7.1	11.0	3.3	11.8
0.5	4.3	7.2	5.4	10	2.9	9.3	6.4	12.2	3.4	11.5
1	8.6	14.4	5.2	10.4	3.5	7.7	5.5	14.2	3.8	10.3
1.5	13.0	21.6	5.5	9.8	3.7	7.3	8.0	9.8	4.1	9.5
2	17.3	28.8	6.1	8.9	3.7	7.3	9.2	8.5	5.4	7.2
2.5	21.6	36.0	6.4	8.4	4.0	6.8	9.5	8.2	6.2	6.3
3	25.9	43.2	7.3	7.4	4.1	6.6	10.5	7.4	6.5	6.0

Записи трасс измерений представлены на рисунках 2.10, 2.11, 2.12. Как видно из этих рисунков, при $L=27$ см в ряде случаев (при небольшом увлажнении) достаточно трудно определить, где находится первое вступление отраженной волны в случае (Rx+Tx) из-за интерференции, появлении дополнительных отражений от стенок. При увеличении увлажнения время прихода отраженной электромагнитной волны увеличивается, и хорошо прослеживается на радарограммах. В случае (Rx/Tx) первое вступление волны, прошедшей путь от источника к приемнику, достаточно хорошо различимо во всех случаях.

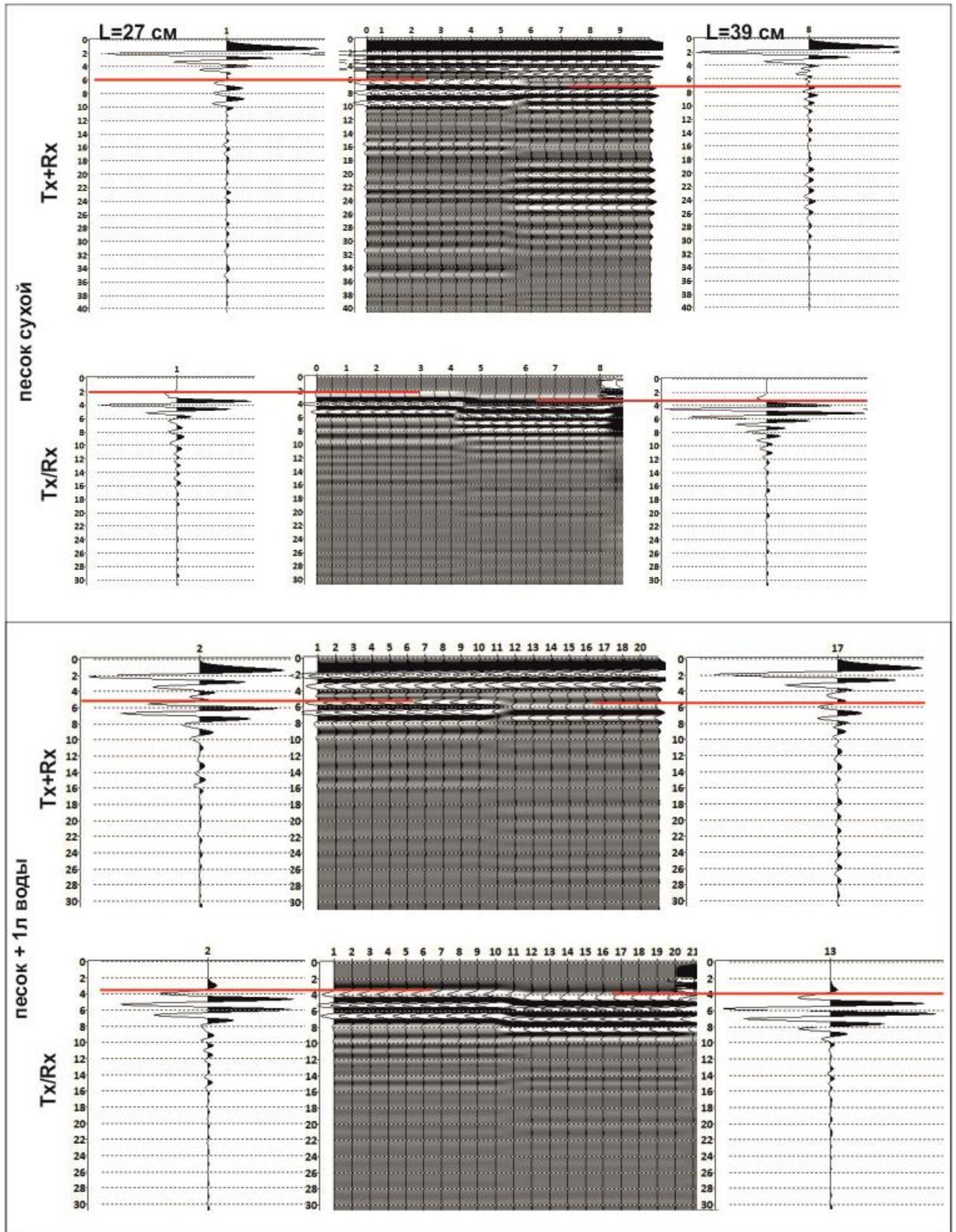


Рисунок 2.10. Радарограммы и единичные трассы измерений с сухим песком и песком с добавлением 1 л воды на отдельной базе (Rx/Tx) и совмещенной (Rx+Tx) вдоль сторон контейнера длиной $L=27$ см и $L=39$ см. Красной линией отмечены времена первого вступления отраженной волны.

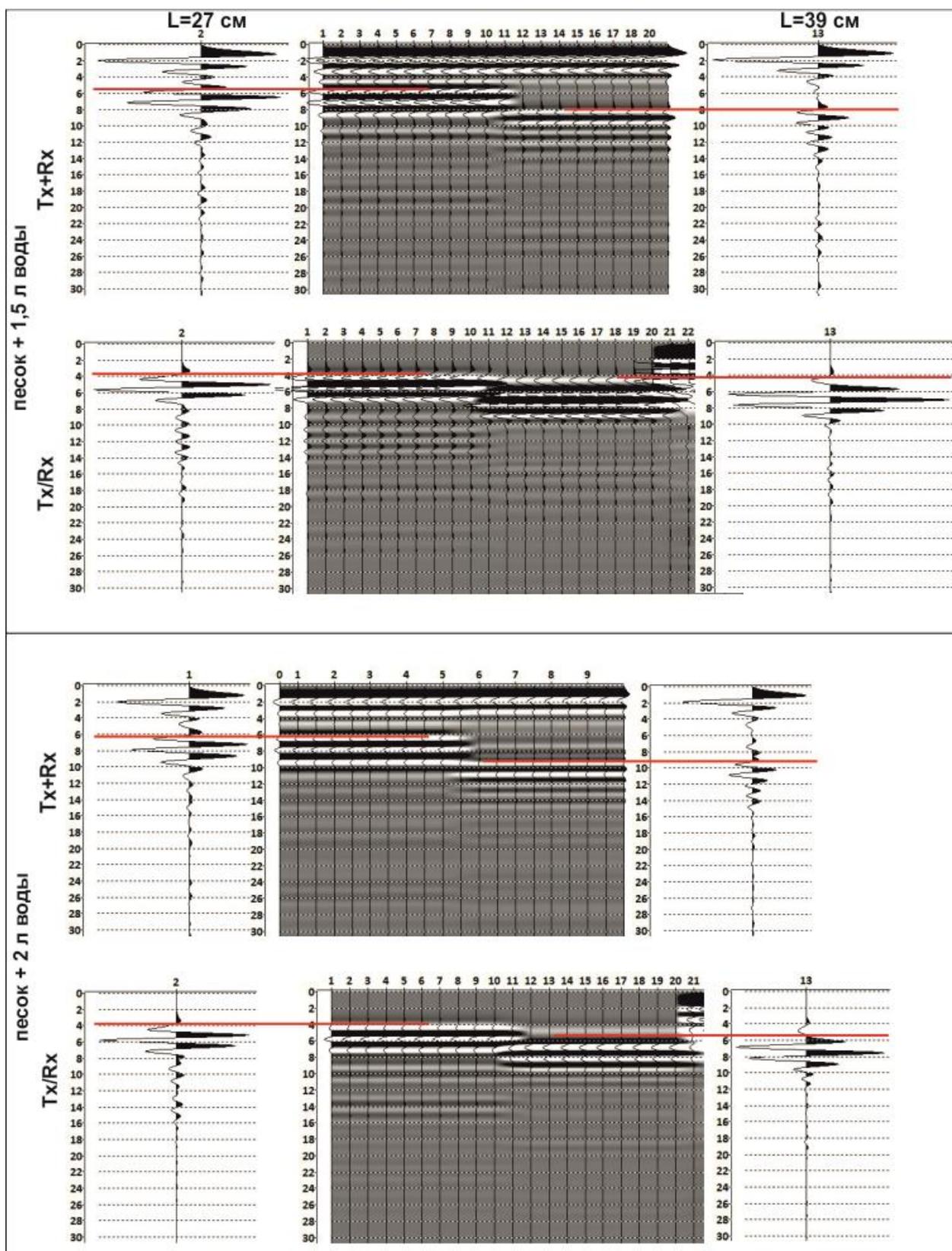


Рисунок 2.11. Радарограммы и единичные трассы измерений с песком с добавлением 1,5 л воды и песком с добавлением 2 л воды на раздельной базе (Rx/Tx) и совмещенной (Rx+Tx) вдоль сторон контейнера длиной $L=27$ см и $L=39$ см. Красной линией отмечены времена первого вступления отраженной волны.

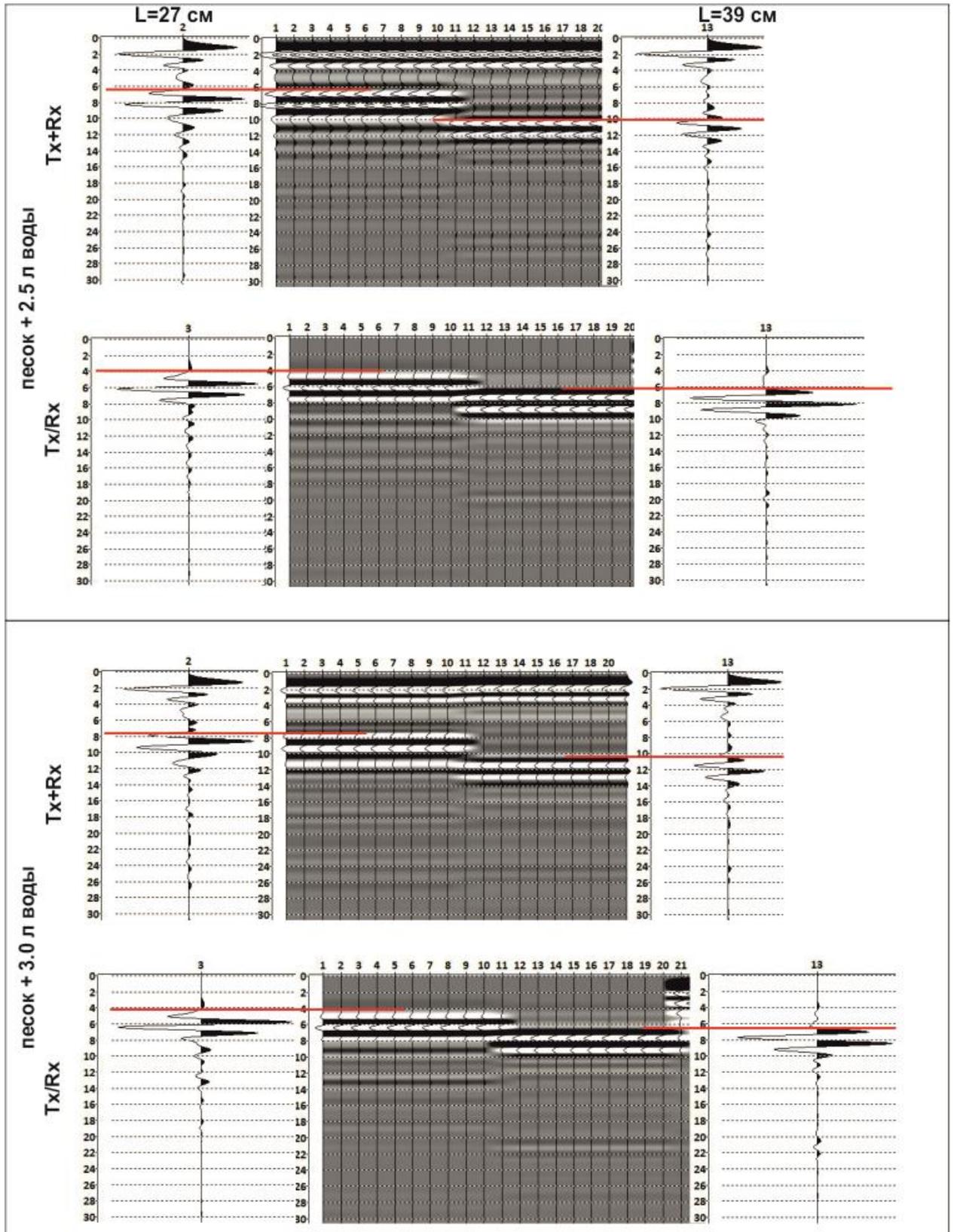


Рисунок 2.12. Радарограммы и единичные трассы измерений с песком с добавлением 2,5 л воды и песком с добавлением 3 л воды на раздельной базе (Rx/Tx) и совмещенной (Rx+Tx) вдоль сторон контейнера длиной $L=27$ см и $L=39$ см. Красной линией отмечены времена первого вступления отраженной волны.

Для отображения изменения рассчитанных скоростей прихода электромагнитных волн (практические скорости) построены графики (рисунки 2.13, 2.14, 2.15). В качестве погрешности взято значение 10% от рассчитанного значения.

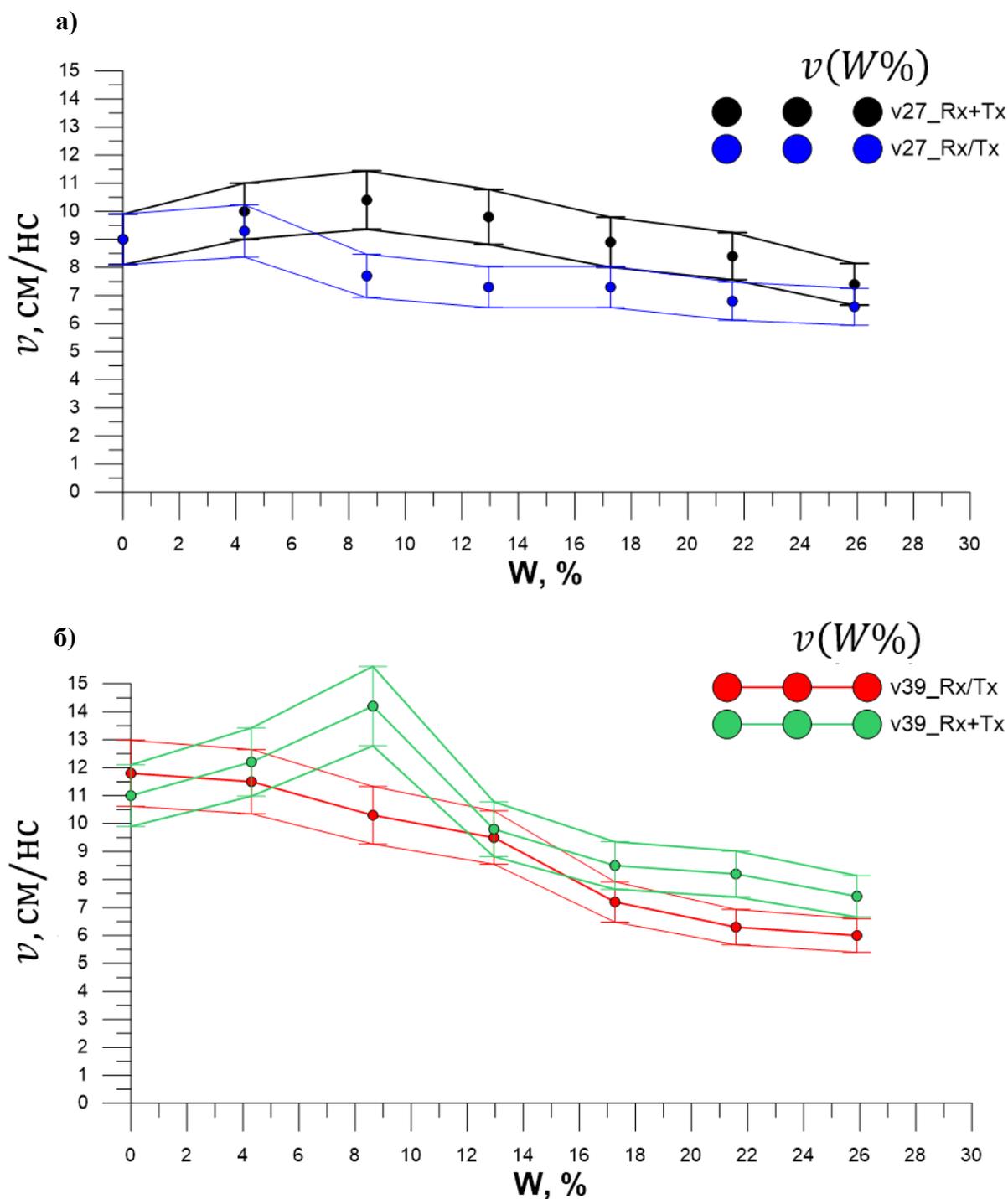


Рисунок 2.13. Графики зависимости скорости прохождения электромагнитной волны от влажности на отдельной (Rx/Tx) и совмещенной (Rx+Tx) базах при разных расстояниях до отражающей границы $L=27$ см (а) и $L=39$ см (б). Кружками обозначены практические значения, линиями – область с погрешностью 10%.

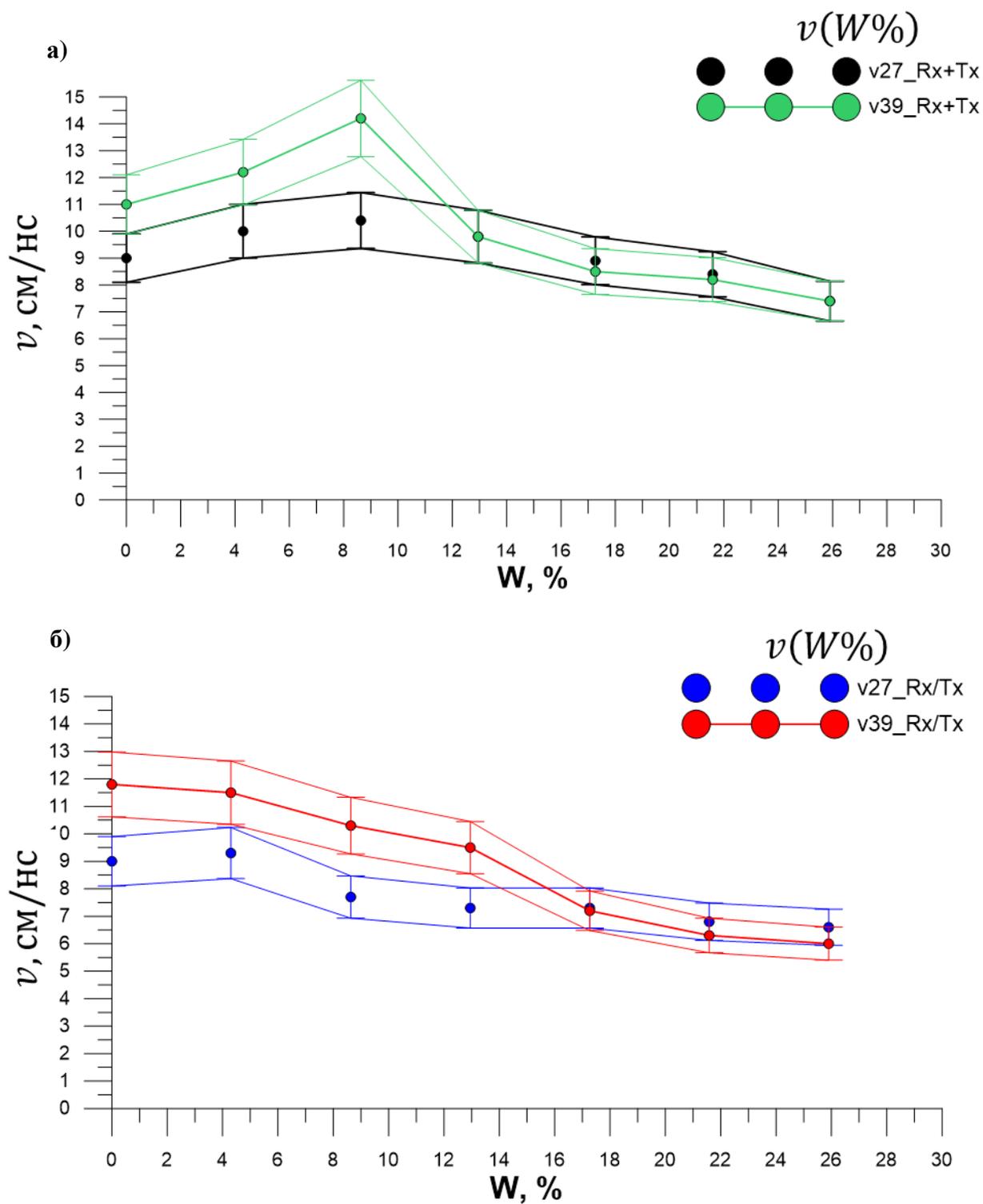


Рисунок 2.14. Графики зависимости скорости прохождения электромагнитной волны от влажности при различных типах съемки: на отдельной (а) (Rx/Tx) и совмещенной (б) (Rx+Tx) базах при разных расстояниях до отражающей границы $L=27\text{ см}$ и $L=39\text{ см}$. Кружками обозначены практические значения, линиями – область с погрешностью 10%.

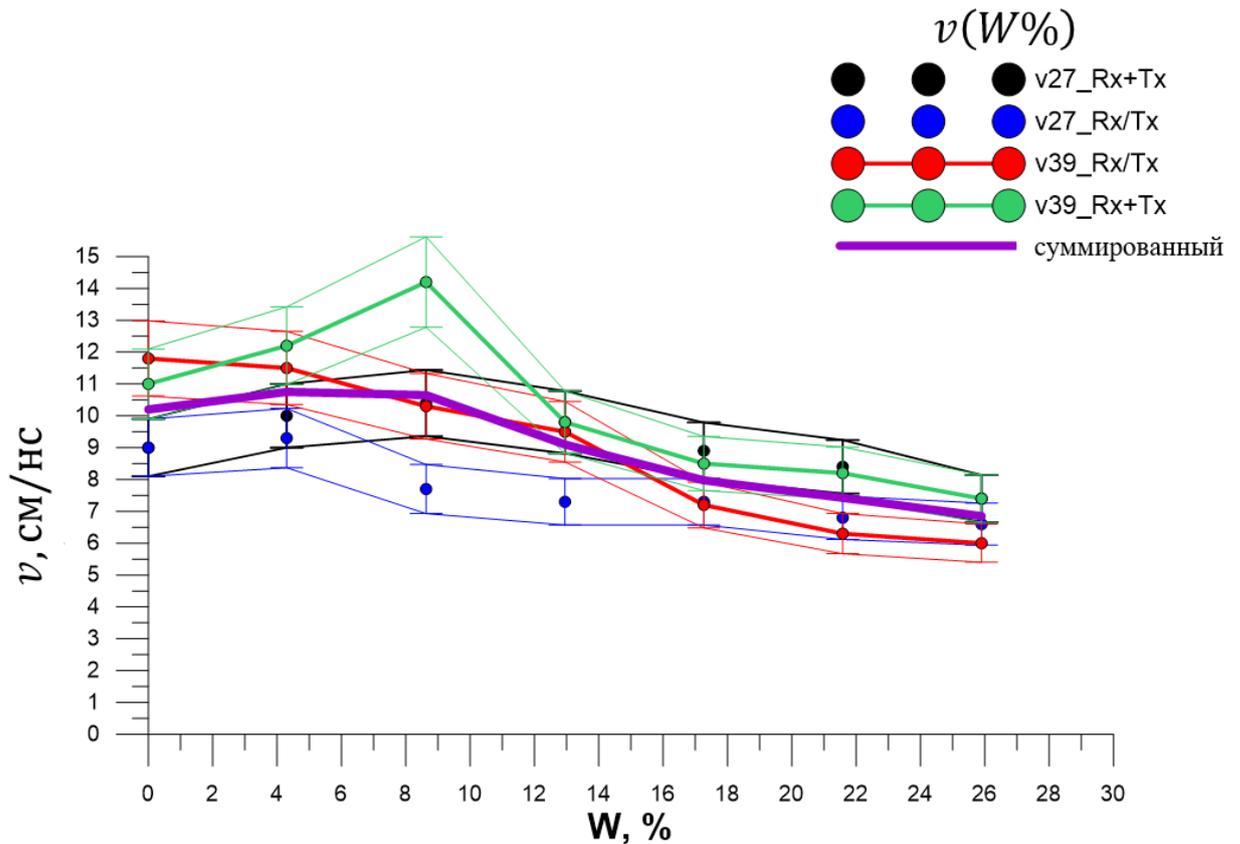


Рисунок 2.15. Графики зависимости скорости прохождения электромагнитной волны от влажности при различных типах съемки: на отдельной (Rx/Tx) и совмещенной (Rx+Tx) базах при разных расстояниях до отражающей границы $L=27\text{ см}$ и $L=39\text{ см}$ и суммированный график по всем четырем измерениям. Кружками обозначены практические значения, линиями – область с погрешностью 10%.

Для теоретического расчета скоростей распространения электромагнитных волн при различном увлажнении произведены расчеты по уравнению среднего времени.

$$\frac{1}{v} = \frac{V_{\text{вода}}}{v_{\text{вода}}} + \frac{V_{\text{пор}}}{v_{\text{воздух}}} + \frac{V_{\text{скелет}}}{v_{\text{скелет}}} \quad (2.2)$$

где V – объем компоненты образца (воды, пор, скелета), а v – скорость прохождения электромагнитной волны через заданную компоненту.

Расчет объема пор, заполненных водой или воздухом производился из предположения, что в данном типе песка (мелко-средне зернистом) объем пор составляет 40 %. Скорость скелета вычислена из предположения, что в случае сухого песка поры целиком заполнены воздухом, а посчитанная скорость при расстановке длиной 27 см на совмещенной и отдельной базах совпала – 9 см/нс. Рассчитанная скорость скелета составила 6.1 см/нс.

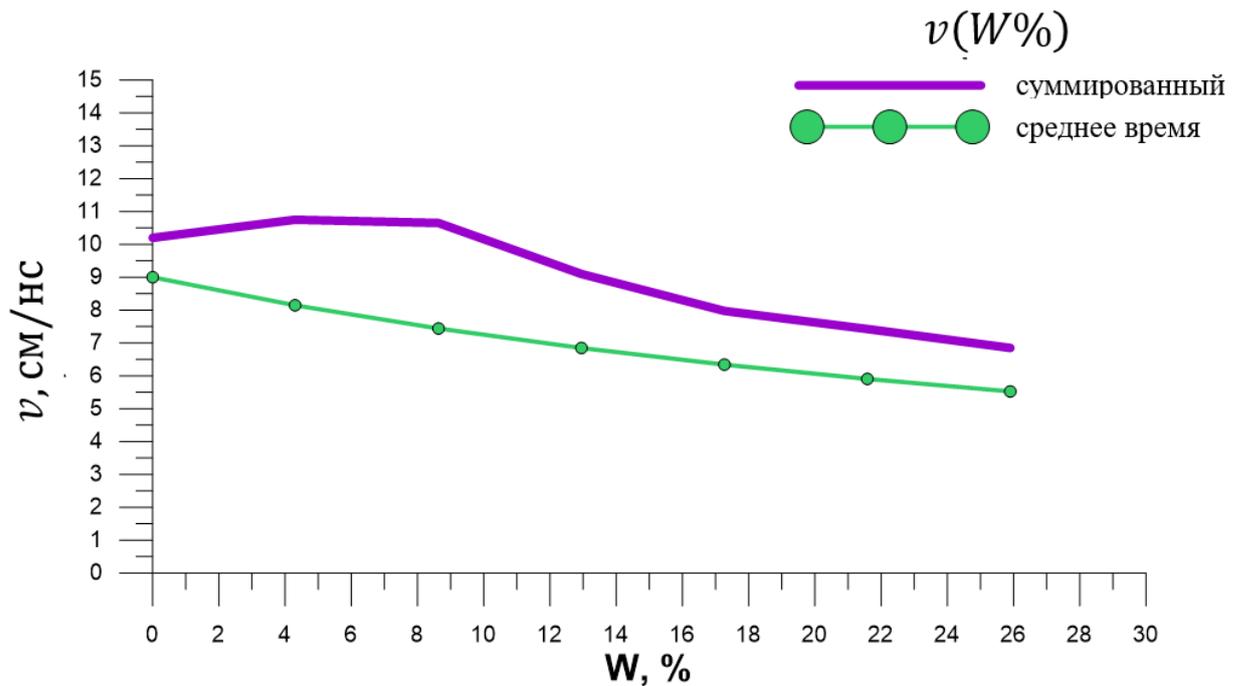


Рисунок 2.16. Графики зависимости рассчитанной по формуле среднего времени скорости прохождения электромагнитной волны от влажности и суммированный график зависимости скорости от влажности по четырем измерениям.

1. Времена первых вступлений отраженной волны при измерениях на совмещенной базе (Rx+Tx) и сигнала прямого прохождения при измерениях на отдельной базе (Rx/Tx) достаточно сильно расходятся при $L=39$ даже при широком диапазоне ошибок (10%).

2. Из суммированного графика прослеживается общая тенденция уменьшения скорости электромагнитной волны при увеличении влажности

3. График среднего времени смещен относительно суммированного графика. При этом на графике среднего времени выявляется закономерность уменьшения значения скорости распространения электромагнитных волн при увеличении влажности.

4. При общей тенденции уменьшения скорости при объеме воды 1 л в образце ($W=8.6\%$, $W_v=14.4\%$) появляется локальный максимум.

Данное явление похоже на аналогичное, выявленное в сейсмоакустике, связанное с эффектом Ребиндера - явление облегчения деформации и разрушения твердых тел в результате снижения поверхностной энергии этих тел при адсорбции ими поверхностно-активных веществ (ПАВ), которым является и вода. То есть важен переход между различными типами заполнения пор водой: капиллярная вода – поровая вода – гравитационная вода.

Например, характер изменения скорости продольной волны (v_p) (Петкевич, 1976) при водонасыщении может быть объяснен на основе контактной модели. На начальной стадии происходит заполнение капилляров и микротрещин, что приводит к увеличению площади контактов и заметному росту v_p . При дальнейшем (не полном) насыщении жидкость заполняет поровое пространство, площадь контактов увеличивается медленно, v_p растет плавно. Полное насыщение приводит к резкому увеличению контактной поверхности, v_p увеличивается до значений в двухфазной среде. Рост v_p означает, что происходит уменьшение неоднородностей препятствующих распространению волны.

Эксперименты по изменению упруго-деформационных свойств осадочных и кристаллических пород при различном содержании воды (Воларович, Томашевская, Будников, 1979) показали следующее. В насыщенных образцах осадочных пород значения отношения скорости продольной волны v_p к скорости поперечной волны v_s (v_p/v_s) сначала уменьшаются, затем возрастают или остаются постоянными. Для отдельных образцов пород наблюдаются отклонения. Общей тенденцией при насыщении для v_s является ее неизменность или уменьшение, v_p может, как увеличиваться, так и уменьшаться. Ни в одной породе не было зарегистрировано уменьшение v_p после насыщения, а для гранитоидов характерной чертой оказалось ее увеличение после насыщения вплоть до 22%. Уменьшение v_s при насыщении всегда больше, чем v_p . Влияние давления при водонасыщении на скорость всегда выше, чем в сухих образцах или остается в пределах ошибки измерения. В кристаллических породах влияние водонасыщения на зависимости скоростей от давления качественно одинаково: величины $\partial v_s/\partial p$ и $\partial v_p/\partial p$ при каждом значении давления (p) всегда меньше в водонасыщенных. Для интерпретации данных отраженных волн, это означает, что водонасыщенная среда становится менее рассеивающей (Кузин А. М., 2013).

Из этого следует предположить, что при изменении увлажнения в среде происходят некоторые эффекты, которые приводят к различиям теоретических расчетов и практически полученных результатов.

Для каждого пробега волн в среде был взят спектр отраженной волны (рисунок 2.17).

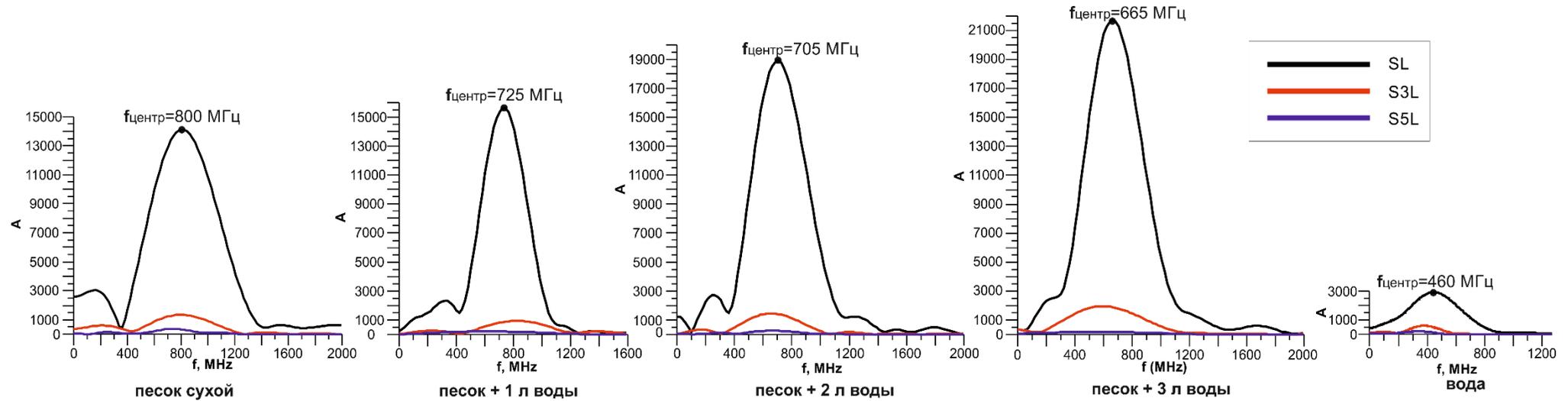


Рисунок 2.17. Модули спектров сигналов, прошедших различным путь: SL-сигнал прямого прохождения, S3L – трехкратного прохождения, S5L – пятикратного прохождения. Исследования на отдельной базе (Rx/Tx) вдоль стороны контейнера $L=27$ см.

Анализируя графики спектров, еще одним неожиданным в рамках линейной теории эффектом стало непропорциональное изменение модулей спектров волны, прошедшей одно и то же расстояние в одной и той же среде, но при разной интенсивности сигнала на входе в среду. При данных лабораторных измерениях в условиях невозможности изменить первоначальную мощность излучения, использовались кратные волны. Предполагается, что при каждом пробеге до кратной волны интенсивность возбуждения сигнала уменьшается за счет многократных отражений, расхождения и поглощения. Поэтому амплитуда сигнала прямого прохождения наибольшая и является началом отсчета. Значит, можно проследить за изменениями (или их отсутствием) в волновом поле при различной интенсивности приложенного поля. Как следует из рис. при увеличении увлажнения, центральная частота спектра смещается «влево», т.е. понижается. Кроме того, при изменении интенсивности воздействия на среду, спектр изменяется непропорционально. Эти факты дают основания полагать о нелинейном поведении среды в спектре георадиолокационных частот в зависимости от водонасыщения.

Нелинейные эффекты были замечены и в материалах акустического каротажа (Логинов и др., 2012): при распространении волн в пористых, трещиноватых средах наблюдаемые волновые поля осложнены нелинейными составляющими, уровень которых определяется степенью нарушенности пород. Кроме того, авторы анализировали амплитуды отраженных волн от разных участков разных горизонтов при различной амплитуде в источнике и выявили нелинейность между амплитудами возбужденного и зарегистрированного сигналов. При чем нелинейность, по предположению авторов, контролировалась нефтенасыщенностью коллекторов. Это явление объясняется тем, что при распространении волн в нефтесодержащих, переменных по физическим свойствам породах, возможно взаимодействие различных по частотам волн с образованием волн с комбинационными частотами.

Очень часто применяемый на практике картировочный признак выделения зон с повышенным увлажнением – это появление низкочастотных колебаний, непропорциональных исходному спектру (рисунок 2.18). Нелинейное поведение электромагнитных волн в диапазоне георадиолокационных частот является дополнительным параметром волнового процесса. Объяснение и количественная оценка этого параметра позволят связать особенности георадиолокационной записи с физическими свойствами среды. Одним из оснований для дальнейших исследований является успешный пример использования такого рода эффектов в поле упругих волн.

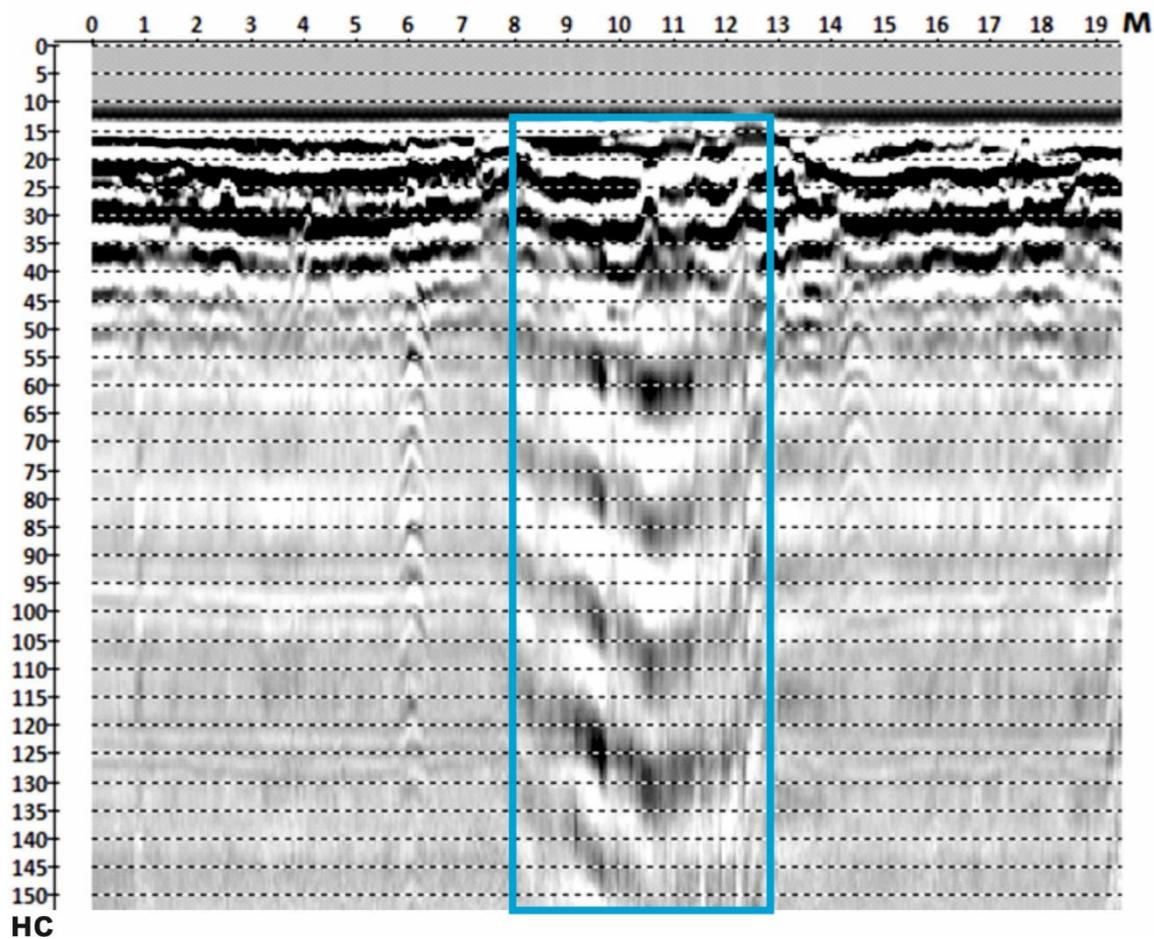


Рисунок 2.18. Георадиолокационная запись вдоль профиля. Голубым прямоугольником отмечена зона, в которой резко понижается частота, которая обычно связывается с зоной повышенного увлажнения.

Краткие выводы по результатам эксперимента 2:

1. Не ясным остается вопрос расхождения времен первых вступлений отраженной волны (R_x+T_x) и сигнала прямого прохождения (R_x/T_x) даже при широком диапазоне ошибок (10%).
2. Из суммированного графика прослеживается общая тенденция уменьшения скорости электромагнитной волны при увеличении влажности.
3. График среднего времени не совпадает с суммированным графиком, что может быть связано, например, с неверным предположением о пористости образца. При этом на графике среднего времени выявляется закономерность уменьшения значения скорости распространения электромагнитных волн при увеличении влажности.
4. При общей тенденции уменьшения скорости, появляется локальный максимум при объеме воды 1 л в образце ($W=8.6\%$).
5. При изменении интенсивности сигнала происходит непропорциональное изменение спектров (Владов, Пятилова, 2016)

Эксперимент 3. Вода разной степени солености

Данные представлены на рисунке 2.19

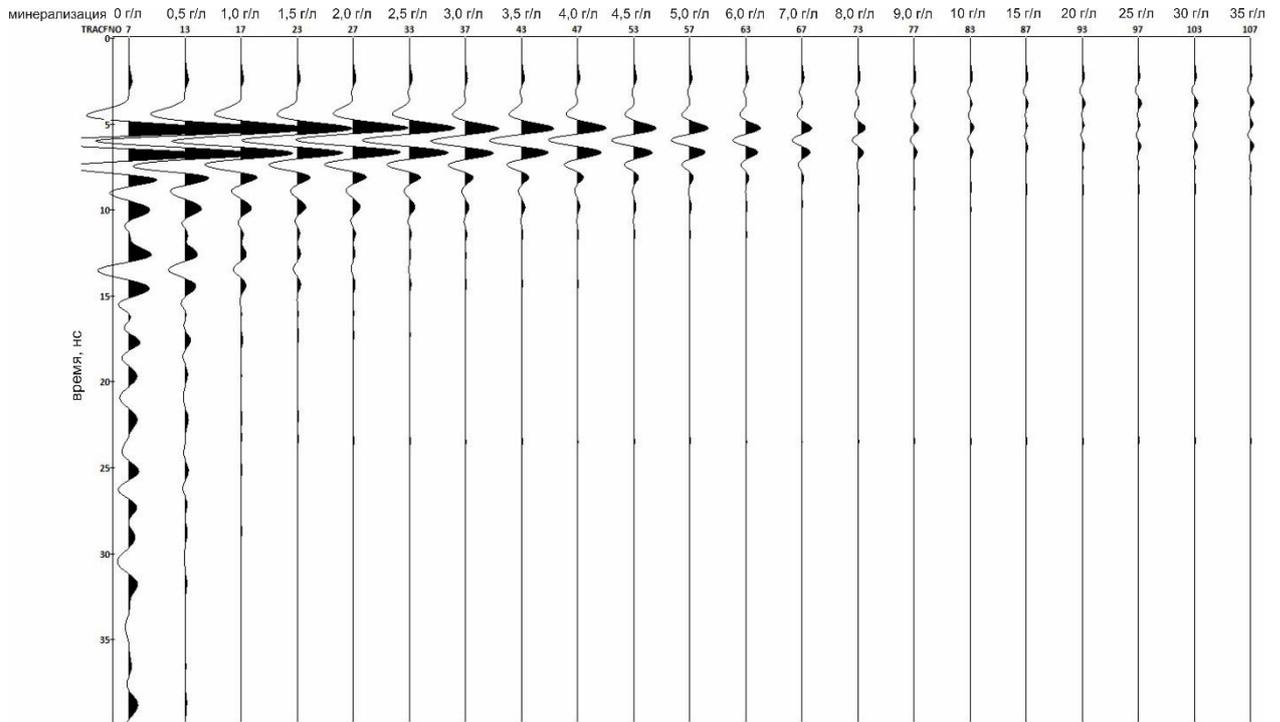


Рисунок 2.19. Трассы, полученные при измерениях с увеличением солености воды от 0 г/л (дистиллированная вода) до 35 г/л с шагом 0,5 г/л, 1,0 г/л и 5 г/л. Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью минерализации.

Измеренные значения удельного сопротивления для каждой степени минерализации представлены в таблице 2.9. При увеличении минерализации значения удельного электрического сопротивления уменьшаются. А начиная со значений минерализации более 5 г/л составляют значения менее 1.

Таблица 2.9. Значения удельного электрического сопротивления при различной степени минерализации.

минерализация, г/л	ρ , Ом·м	минерализация, г/л	ρ , Ом·м	минерализация, г/л	ρ , Ом·м
0	500	2.5	20	5	1
0.5	95	3	17	6	-
1	49	3.5	15	7	-
1.5	32	4	1.3	8	-
2	24	4.5	1.2	9	-

Рисунок 2.20 показывает, что амплитуда первого вступления сигнала прямого прохождения уменьшается при увеличении минерализации и при больших значениях солености (более 8 г/л) первое вступление не различимо на фоне шумов.

На рисунке 2.20 представлены записанные трассы, совмещенные с графиками соотношения сигнал/шум, равными 1. Т.е. вне области данных графиков соотношения сигнал/шум составляют менее 1. Значения удельного электрического сопротивления в этих случаях составляют менее 1.

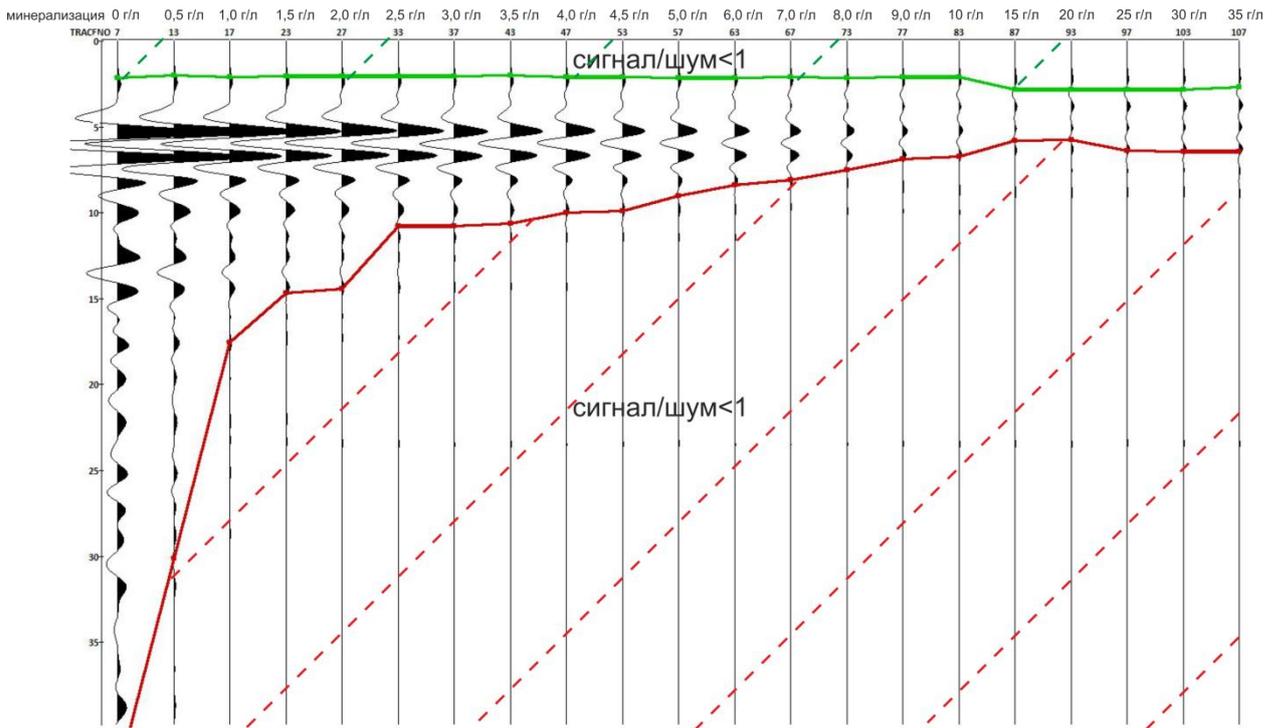


Рисунок 2.20. Трассы, полученные при измерениях с увеличением солености воды (каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью минерализации) с нанесенными графиками соотношения сигнал/шум, равными 1. На рисунке заштрихованы области со значениями соотношения сигнал/шум менее 1.

На рисунке 2.21 представлены графики зависимости амплитуды первого вступления сигнала прямого прохождения и кратных от солености. Как следует из рисунка при увеличении солености амплитуды сигнала уменьшаются. При увеличении кратности амплитуда сигнала уменьшается. При этом сигнал положительной фазы больше сигнала отрицательной фазы.

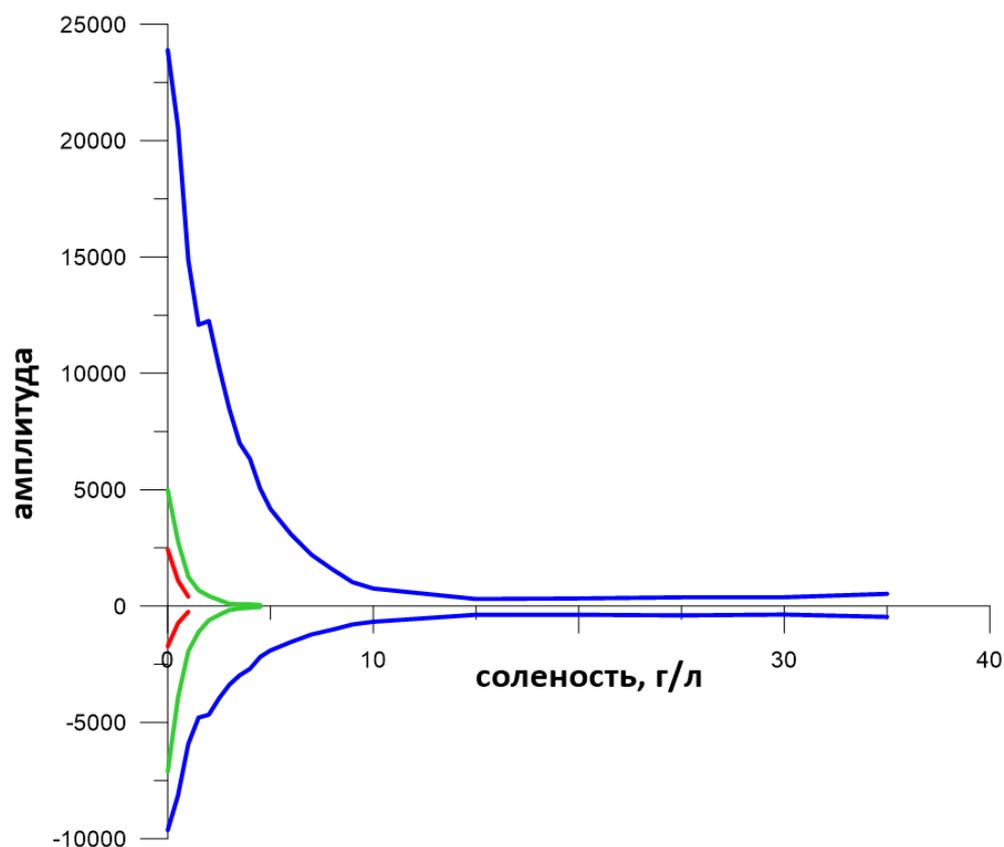


Рисунок 2.21. График зависимости максимальных амплитуд положительной и отрицательной фаз сигнала от солености. Синяя линия – сигнал прямого прохождения, зеленая линия – трехкратная волна, красная линия – пятикратная волна.

Краткие выводы по результатам эксперимента 3.

1. При увеличении солености амплитуда первого вступления сигнала прямого прохождения уменьшается, уменьшается временной интервал, на котором различимы следующие вступления

2. При больших значениях солености (более 8 г/л) первое вступление не различимо на фоне шумов.

Схожие выводы были получены в теоретических расчетах в работе (Владов, Пятилова, 2009).

Эксперимент 4. Песок разной влажности и разной степени солености

Анализируя трассы, полученные при измерениях при различной степени увлажнения и солености, отмечается:

- увеличение времен прихода сигнала прямого прохождения с увеличением увлажнения, что соответствует теоретическим рассуждениям

- амплитуда сигналов постепенно уменьшается при увеличении кратности, что связано с затуханием сигнала по мере удаления от источника и соответствует теоретическим рассуждениям

Радарограммы измерений представлены на рисунках 2.22- 2.26.

Как видно из представленных рисунков, выявляется общая зависимость увеличения времен прихода сигнала прямого прохождения с увеличением увлажнения. При этом соленость никак не влияет на время прихода волны.

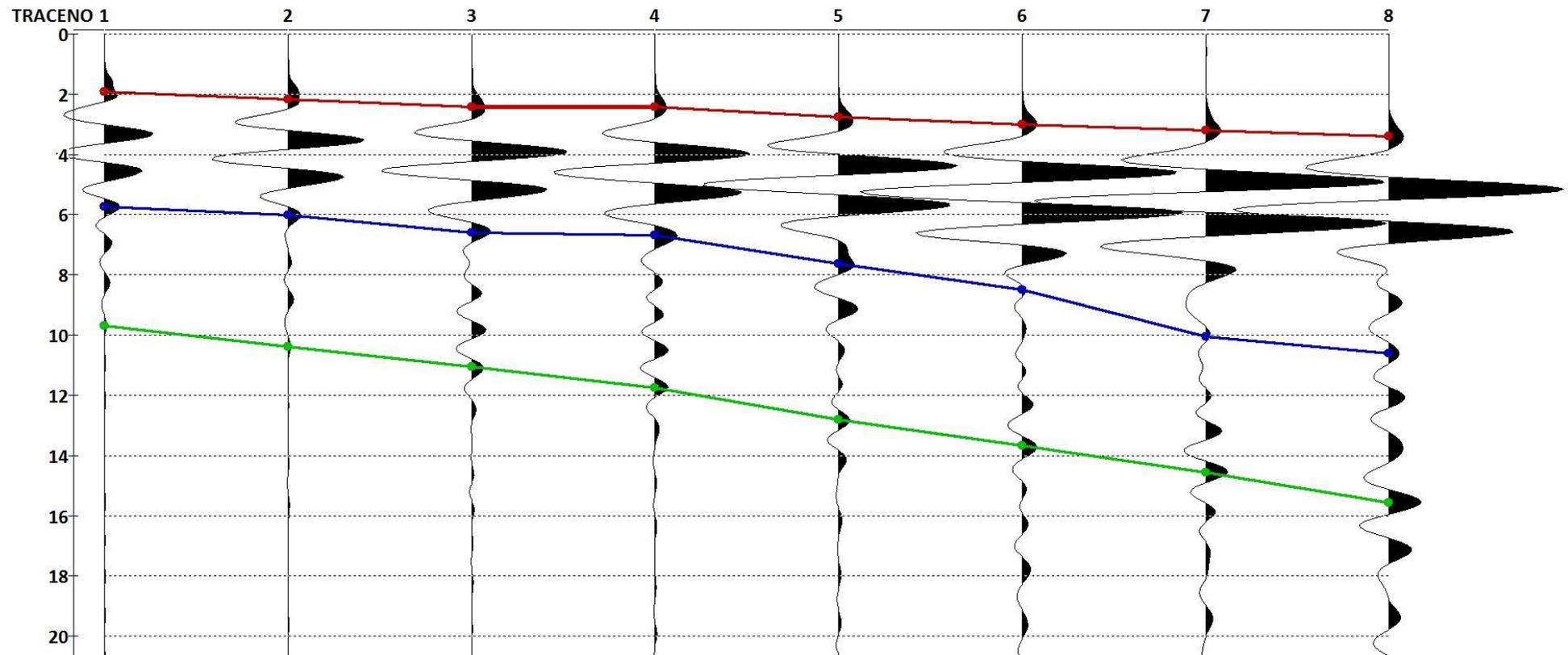


Рисунок 2.22. Трассы, полученные при измерениях с увеличением увлажнения водой с минерализацией 0 г/л (дистиллированной водой). Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью влажности, начиная с сухого песка: 0 л; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л. Красной линией показаны времена прихода сигнала прямого прохождения, синей – трехкратного, зеленой – пятикратного.

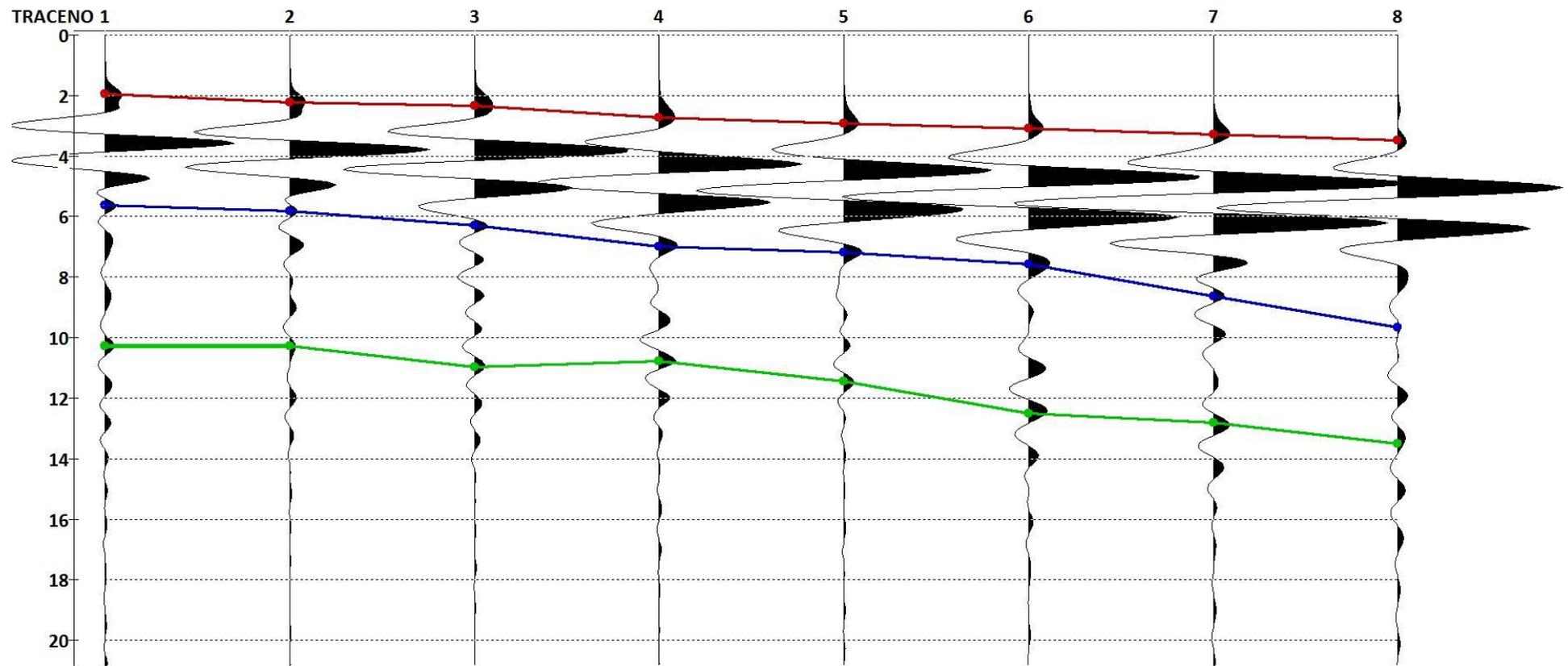


Рисунок 2.23. Трассы, полученные при измерениях с увеличением увлажнения водой с минерализацией 1,0 г/л. Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью влажности, начиная с сухого песка: 0 л; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л. Красной линией показаны времена прихода сигнала прямого прохождения, синей – трехкратного, зеленой – пятикратного.

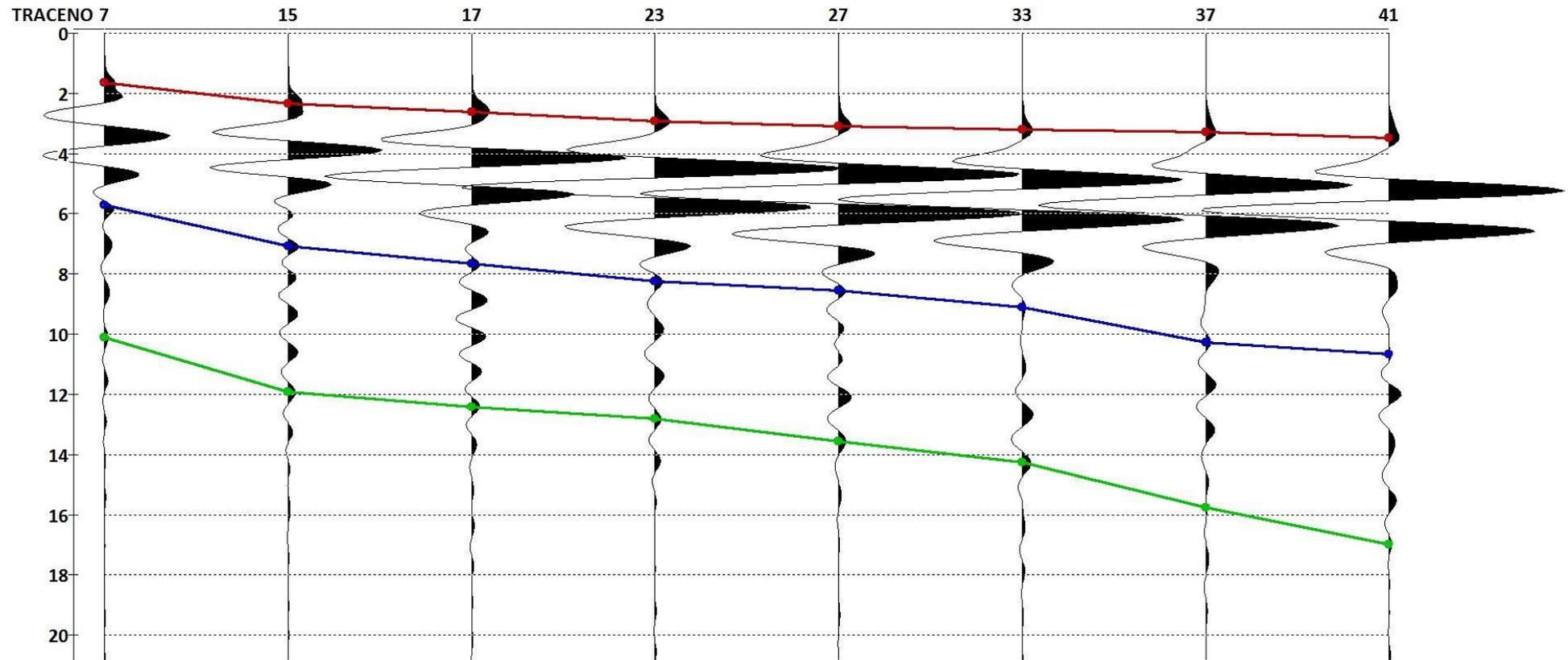


Рисунок 2.24. Трассы, полученные при измерениях с увеличением увлажнения водой с минерализацией 1,5 г/л. Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью влажности, начиная с сухого песка: 0 л; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л. Красной линией показаны времена прихода сигнала прямого прохождения, синей – трехкратного, зеленой – пятикратного.

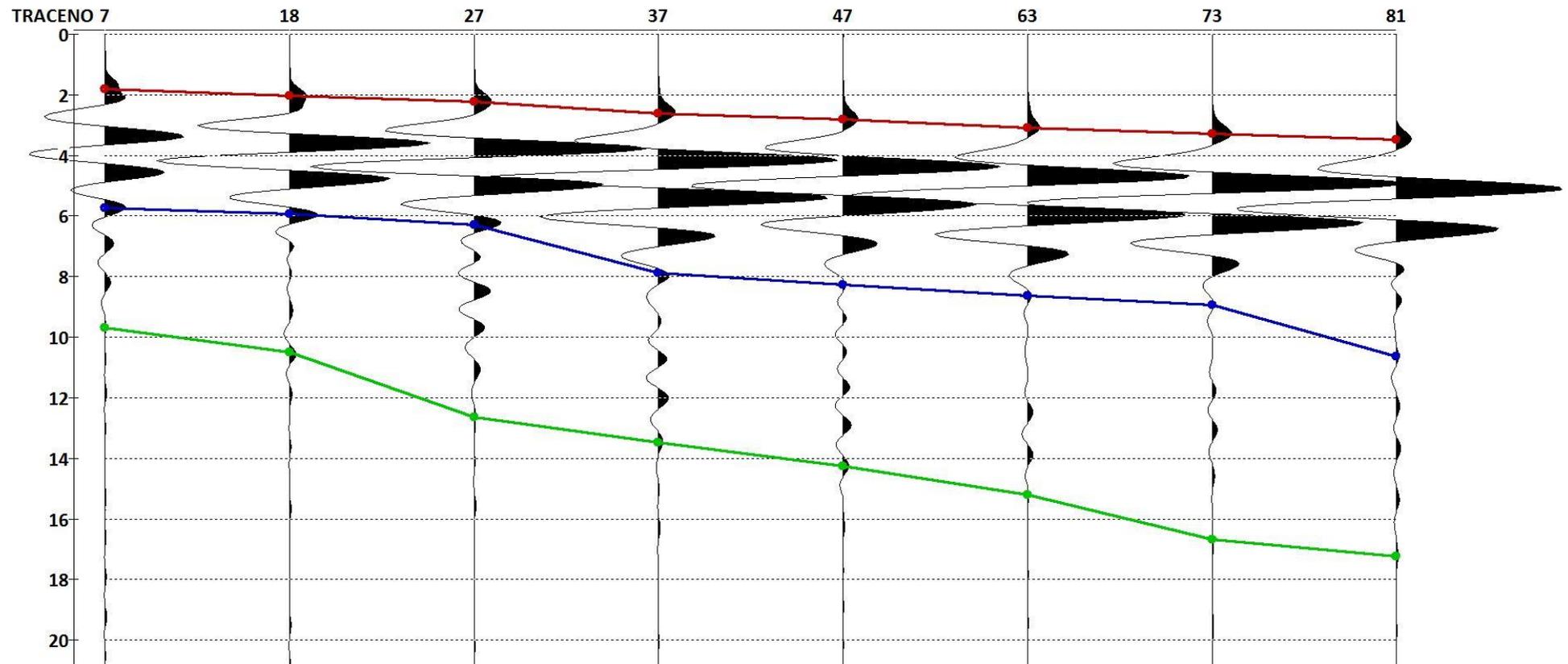


Рисунок 2.25. Трассы, полученные при измерениях с увеличением увлажнения водой с минерализацией 2,0 г/л. Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью влажности, начиная с сухого песка: 0 л; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л. Красной линией показаны времена прихода сигнала прямого прохождения, синей – трехкратного, зеленой – пятикратного.

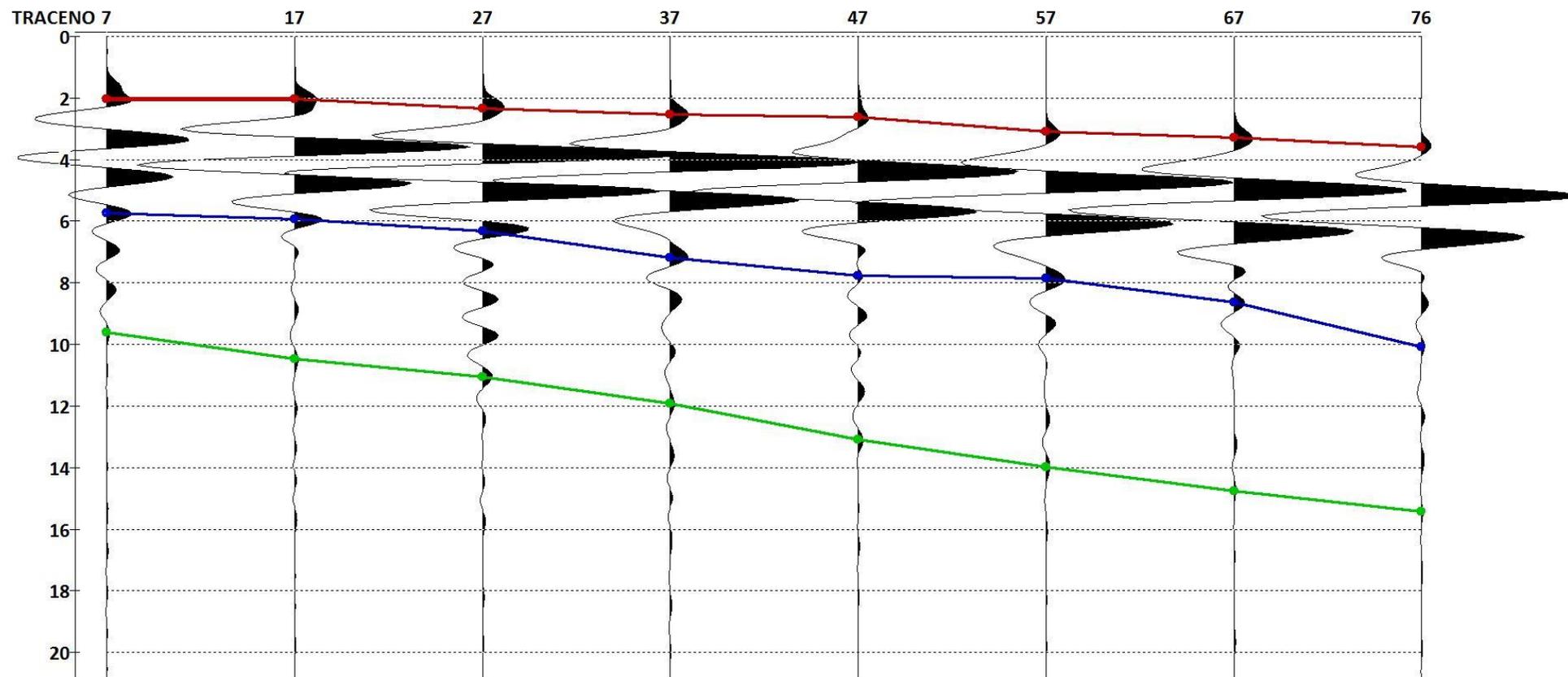


Рисунок 2.26. Трассы, полученные при измерениях с увеличением увлажнения водой с минерализацией 2,5 г/л. Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью влажности, начиная с сухого песка: 0 л; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л. Красной линией показаны времена прихода сигнала прямого прохождения, синей – трехкратного, зеленой – пятикратного.

Для определения скорости прохождения электромагнитных волн, были определены времена прихода сигнала прямого прохождения. Далее рассчитана скорость и относительная диэлектрическая проницаемость (таблица 2.10). Графики зависимости скорости прохождения электромагнитной волны (построенные по данным таблицы 2.10) от увлажнения при различной степени минерализации показаны на рисунке 2.27.

Таблица 2.10. Времена прихода сигнала прямого прохождения, рассчитанная скорость электромагнитной волны и диэлектрическая проницаемость.

объем воды, л	соленость 0 г/л		соленость 1,0 г/л		соленость 1,5 г/л	
	t_0 , нс	v , см/нс	t_0 , нс	v , см/нс	t_0 , нс	v , см/нс
0.0	1.9	12.6	1.9	12.4	1.6	14.6
0.4	2.2	11.1	2.2	10.8	2.3	10.3
0.8	2.4	9.9	2.3	10.3	2.6	9.2
1.2	2.4	9.9	2.7	8.8	2.9	8.2
1.6	2.8	8.7	2.9	8.2	3.1	7.7
2.0	3.0	8.0	3.1	7.7	3.2	7.5
2.4	3.2	7.5	3.3	7.3	3.3	7.3
2.8	3.4	7.1	3.5	6.9	3.5	6.9

объем воды, л	соленость 2 г/л		соленость 2,5 г/л		v средняя, см/нс	ϵ
	t_0 , нс	v , см/нс	t_0 , нс	v , см/нс		
0.0	1.8	13.3	2.0	11.8	12.9	5.4
0.4	2.0	11.8	2.0	11.8	11.1	7.2
0.8	2.2	10.8	2.3	10.3	10.1	8.8
1.2	2.6	9.2	2.5	9.5	9.1	10.8
1.6	2.8	8.5	2.6	9.2	8.5	12.6
2.0	3.1	7.7	3.1	7.7	7.7	15.0
2.4	3.3	7.3	3.3	7.3	7.3	16.8
2.8	3.5	6.9	3.6	6.7	6.9	19.0

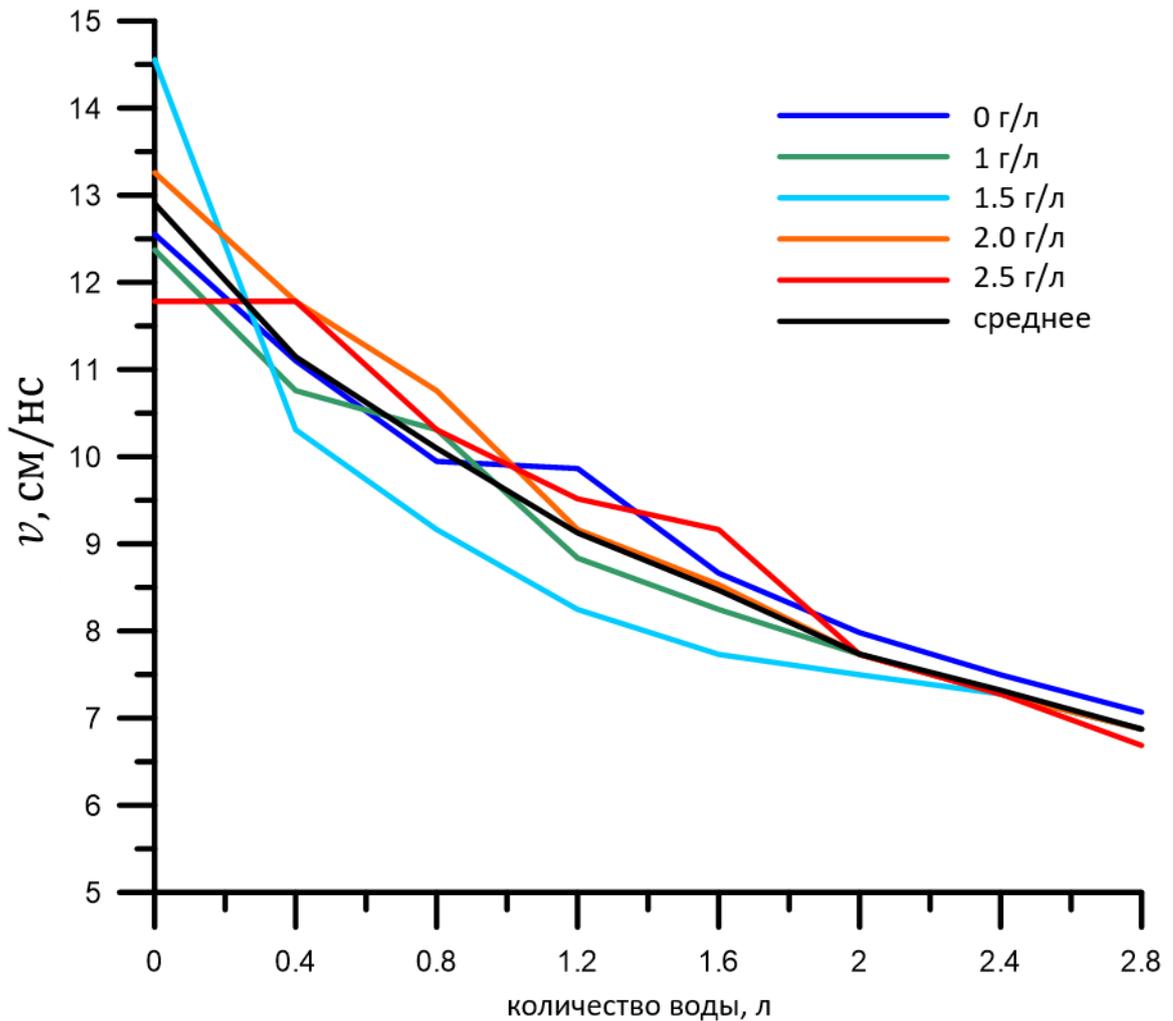


Рисунок 2.27. Графики зависимости скорости электромагнитной волны от увлажнения при различной степени минерализации воды.

Анализируя полученные графики (рисунок 2.27) можно сделать следующие выводы:

1. При задании двух контролируемых параметров (влажность и соленость) наблюдаются те же тенденции, что и в результатах по экспериментам 2 и 3 – уменьшение скорости при увеличении влажности, уменьшение амплитуды сигнала первого вступления при увеличении солености

2. Изменения солености не влияют на скоростные характеристики среды

Общие выводы по результатам экспериментов

1. При работе в лабораторных условиях результаты измерений более точные при исследованиях с раздельной базой Rx/Tx. Кроме того, при работе с раздельной базой времена прихода сигнала прямого прохождения меньше, соответственно, меньше потери, и больше возможностей получить многократные отражения для последующего анализа.

2. При общей тенденции уменьшения скорости в зависимости от увеличения увлажнения, появляется локальный максимум при $W=8.6\%$, $W_v=14.4\%$.

3. При изменении интенсивности сигнала происходит непропорциональное изменение спектров

4. При увеличении солености происходит уменьшение амплитуды сигнала. При больших значениях солености (более 8 г/л) первое вступление не различимо на фоне шумов.

Таким образом, в результате проведенных экспериментов выработана методика наблюдений на различных базах, обеспечивающая прохождение электромагнитной волны разные длины путей в среде без изменений размеров образца. Анализ результатов экспериментов показал основные кинематические характеристики волновых картин и общую оценку интенсивности регистрируемых колебаний.

2.4 Анализ динамических характеристик экспериментальных записей

2.4.1 Оценка поглощения

Скорость распространения и параметры поглощения электромагнитных волн зависят от частоты. Частотная зависимость в большей степени, чем в сейсморазведке, является причиной изменения формы импульса в процессе распространения и отражения и дифракции на границах, потому что в одной и той же среде на одном и том же расстоянии факторы, приводящие к потерям энергии в высокочастотном поле электромагнитных волн гораздо больше, чем в поле упругих волн (Davis, Annan, 1989).

Из общего затухания – уменьшения энергии волны по мере распространения в среде, можно выделить факторы частотно независимые и частотно зависимые. К первым можно отнести сферическое расхождение фронта волны, отражение и преломление на промежуточных границах. Ко вторым относятся потери на токи проводимости и токи смещения или на потери, связанные с такими свойствами среды, как проводимость и диэлектрическая проницаемость. Зависимость диэлектрической проницаемости среды в зависимости от частоты приложенного поля описывается дисперсионным уравнением, вид которого определяется разными исследователями по-разному.

В соответствии с теорией П. Дебая дисперсионная зависимость для идеальных диэлектриков, к которым относятся геологические среды, выражается так:

$$\varepsilon'(\omega) = \varepsilon^\infty + (\varepsilon^0 - \varepsilon^\infty)/(1 + \omega^2\tau^2) \quad (2.3)$$

- действительная часть диэлектрической проницаемости,

$$\varepsilon'' = \omega\tau(\varepsilon^0 - \varepsilon^\infty)/(1 + \omega^2\tau^2) \quad (2.4)$$

- мнимая часть диэлектрической проницаемости,

где τ – постоянная релаксации, ε^0 – значение диэлектрической проницаемости на частотах много меньших критической частоты $\omega_{кр}$ ($\omega_{кр} = 2\pi f_{кр} \approx 1/\tau$), а ε^∞ - на частотах много больших $\omega_{кр}$: до $\omega_{кр}$ среда успевает реагировать на приложенное поле и значения диэлектрической проницаемости относительно высоки, а для частот выше $\omega_{кр}$ диэлектрическая проницаемость резко уменьшается – среда не успевает реагировать на приложенное электромагнитное поле (Калинин и др., 2003).

Проводимость является также комплексной величиной (формула 1.15)

Взаимосвязь проводимости и диэлектрической проницаемости выражается соотношением:

$$\sigma = \omega \varepsilon'' \varepsilon_0 \quad (2.5)$$

Преобразуя эти уравнения, получается зависимость проводимости от частоты (Петровский, 2001):

$$\sigma = \sigma' + \frac{\omega^2 \tau (\varepsilon^0 - \varepsilon^\infty)}{1 + (\omega \tau)^2} \cdot \varepsilon_0 \quad (2.6)$$

На рисунке 2.28 представлен график зависимости сопротивления от частоты зондирующего импульса для воды, где параметром является $\sigma' = 1/\rho'$, ρ' – кажущееся электрическое сопротивление (Владов, Пятилова, 2009).

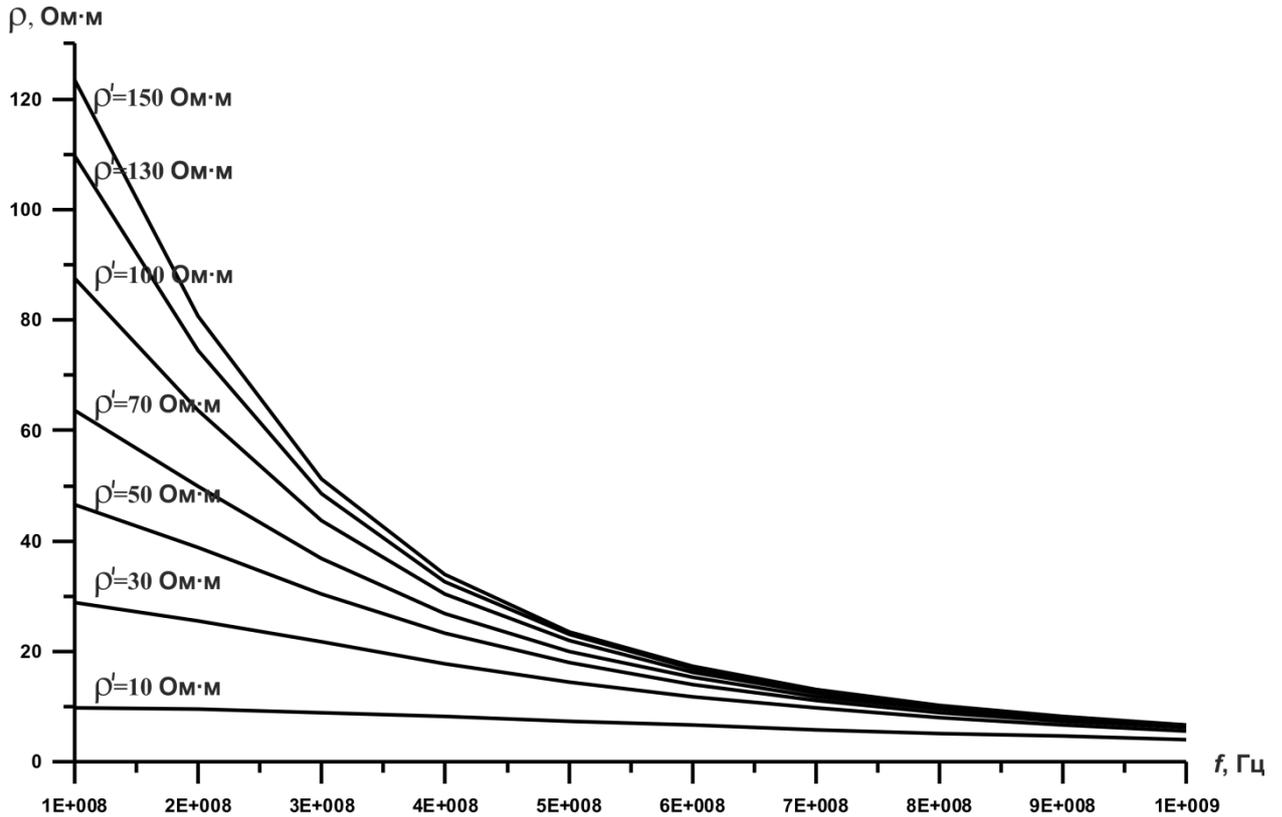


Рисунок 2.28. График зависимости удельного сопротивления воды от частоты зондирующего импульса (Владов, Пятилова, 2009).

Предполагая, что отношение статической диэлектрической проницаемости ε^0 к оптической диэлектрической проницаемости ε^∞ примерно равно 2 (Петровский, 2001), и считая известным параметр постоянной времени релаксации $\tau = 10^{-11}$ с, для модели Дебая коэффициент поглощения в толще выше изучаемой границы $\alpha(\omega)$ (с учетом зависимости сопротивления от частоты) рассчитывается по формуле с учетом зависимости $\rho(\omega)$:

$$\alpha(\omega) = \frac{\omega\sqrt{\varepsilon^\infty}}{3\sqrt{2}\cdot 10^8} \cdot \sqrt{a} \cdot \sqrt{-1 + \sqrt{1 + \frac{b^2}{a^2}}} \quad (2.7)$$

$$\text{где } a = 1 + \frac{\varepsilon^0 - \varepsilon^\infty}{\varepsilon^\infty} \cdot \frac{1}{1 + (\omega\tau)^2}; \quad b = \frac{1.13\sigma \cdot 10^{11}}{\omega\varepsilon^\infty} + \frac{\varepsilon^0 - \varepsilon^\infty}{\varepsilon^\infty} \cdot \frac{1}{1 + (\omega\tau)^2} \quad (2.8)$$

На рисунке 2.29 представлен график зависимости коэффициента поглощения от удельного сопротивления воды при различных частотах зондирующего импульса.

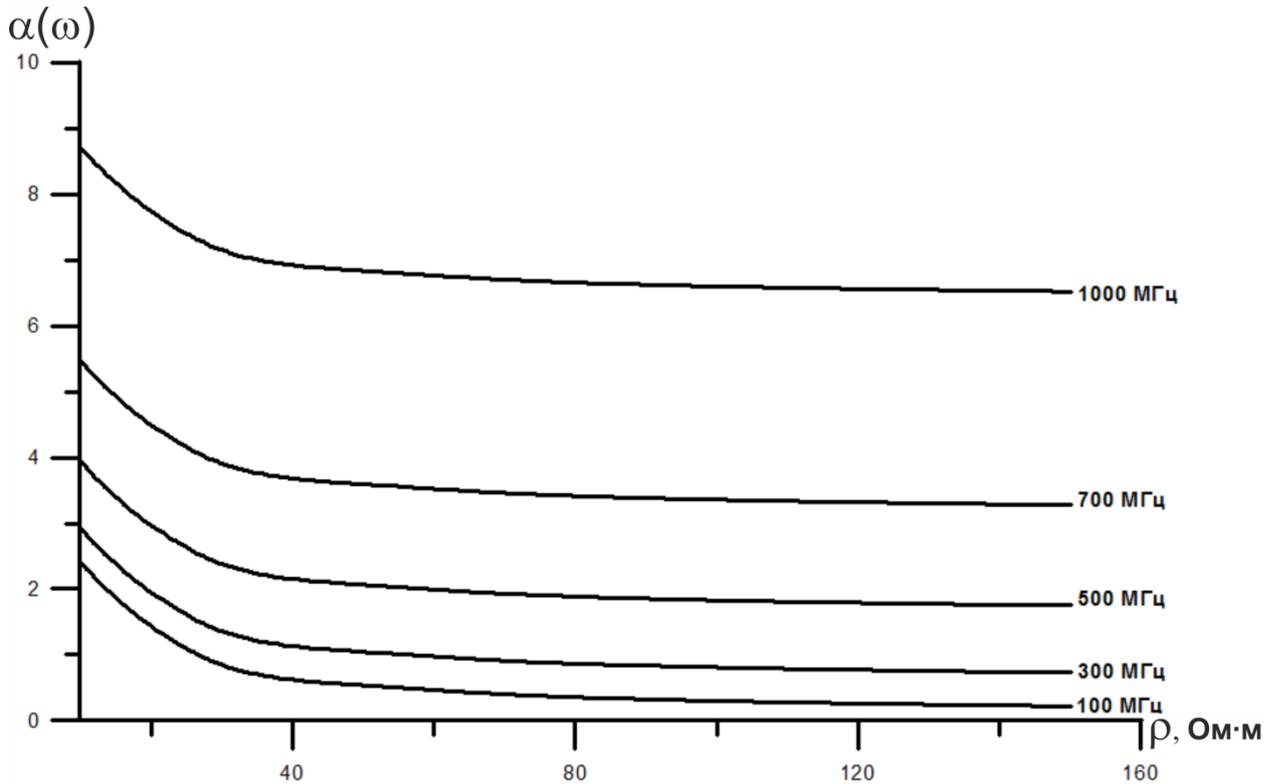


Рисунок 2.29. График зависимости коэффициента поглощения от удельного электрического сопротивления воды при различных частотах зондирующего импульса.

Коэффициент затухания электромагнитной волны A на единицу глубины был вычислен для частот 100, 300, 500, 700 и 1000 МГц при сопротивлении воды 10 и 100 Ом·м (рисунок 2.30). Область, где сопротивление меньше 10 Ом·м, а частота импульса более 1 ГГц не рассматривается, так как затухание слишком велико и браться за выполнение работ в таких условиях не имеет смысла.

Рассмотрим случай для антенны 300 МГц. В область изменения удельного сопротивления от 10 до 100 Ом·м увеличение глубинности соответствует увеличению удельного сопротивления. Как видно на графике (рисунок 2.30), в эту же область с различными параметрами проводимости попадают и другие частоты, т.е. добиваться увеличения глубинности можно и понижением частоты, а при высоком сопротивлении воды можно работать и на более высоких частотах.

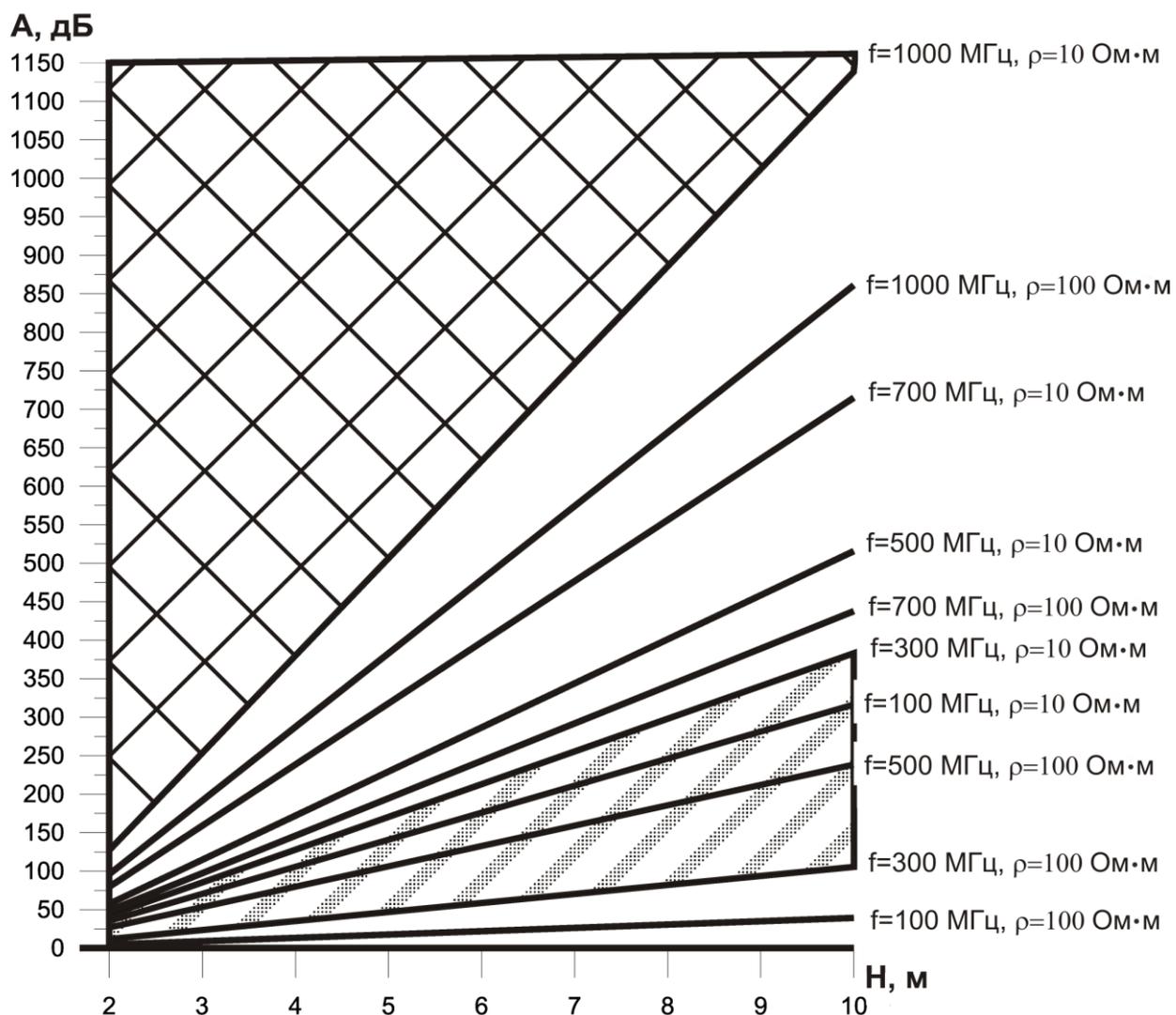


Рисунок 2.30. График изменения коэффициента затухания на единицу глубины для различных частот зондирующего импульса и сопротивлений.

Помимо ограничений, обусловленных свойствами среды, существуют аппаратные ограничения. Например, динамический диапазон записи у георадара ZOND составляет 120 дБ, что осуществимо только в отсутствии шума. В реальных условиях динамический диапазон записи гораздо меньше, т.е. при отсутствии шума и фиксированном динамическом диапазоне можно сделать предельную оценку глубинности георадиолокационных исследований при различных удельных сопротивлениях воды и различных частотах зондирующего импульса (рисунок 2.31).

Приведенные выше расчеты были проведены для идеальных условий (в отсутствии шума) (Владов, Пятилова, 2009).

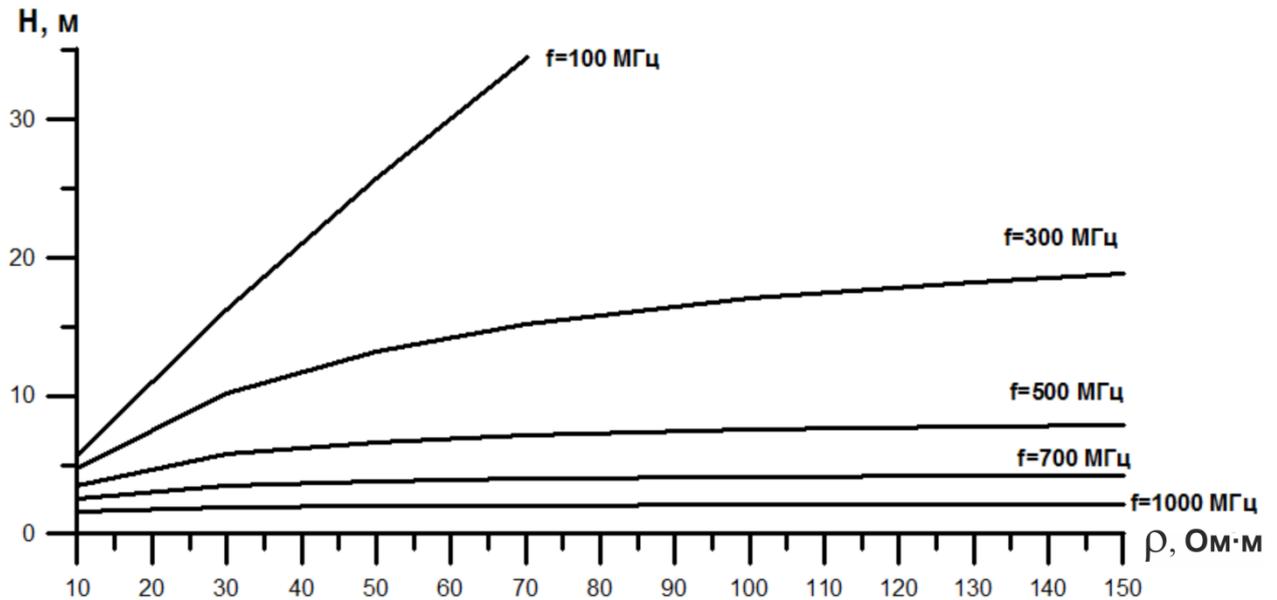


Рисунок 2.31. График зависимости глубины георадиолокационных исследований от удельного сопротивления воды при различных частотах зондирующего импульса.

Однако, если записать вид решения общий вид решения волнового уравнения в виде экспоненциального множителя с показателем вида $\alpha(\omega)$ без разделения на части, ответственные за токи смещения и токи проводимости:

$$A(x, t) = A_0 e^{-\alpha(\omega)x} e^{i\omega\left(t - \frac{x}{v}\right)}, \quad (2.9)$$

(где $A(x, t)$ – значение электрического поля в точке x и времени t , $A_0 = A(0, 0)$, $i = \sqrt{-1}$, $\alpha(\omega)$ – коэффициент поглощения, v – скорость волны, $\omega = 2\pi f$, где f – частота), тогда можно формально прибегнуть к известному способу в сейсморазведке исследования зависимости $\alpha(\omega)$ путем анализа отношения логарифмов модулей спектров двух импульсов, прошедших различные пути в среде. Одним из преимуществ такого рода оценок влияния поглощения является отсутствие необходимости учета других факторов, влияющих на уменьшение сигнала (промежуточные коэффициенты усиления, коэффициенты отражения на границах сред, форму исходного импульса и т.д.) (Changjun, Tadeusz, 2002).

При измерениях на различных расстояниях до отражающей границы появляется возможность проанализировать изменение частоты в зависимости от расстояния, рассчитать коэффициент поглощения. Интенсивность сигнала в источнике не известна, поэтому рассчитать уменьшение сигнала от источника до первого сигнала прямого прохождения через среду не представляется возможным. Но, принимая во внимание однородность среды, можно считать, что сигнал затухает в зависимости от расстояния, и

исходной точкой расчета можно считать сигнал прямого прохождения, а кратные волны считать точками «приема» на дальних удалениях.

При заданной методике в эксперименте 2 с песком различной степени влажности можно представить спектры для сигнала прямого прохождения SL, трехкратного отражения S3L, пятикратного отражения S5L.

Волна, прошедшая расстояние L от источника до приемника – сигнал прямого однократного прохождения, переотражается от границы среда-воздух, образуя трехкратную волну. Пример получаемой записи показан на рисунке 2.32.

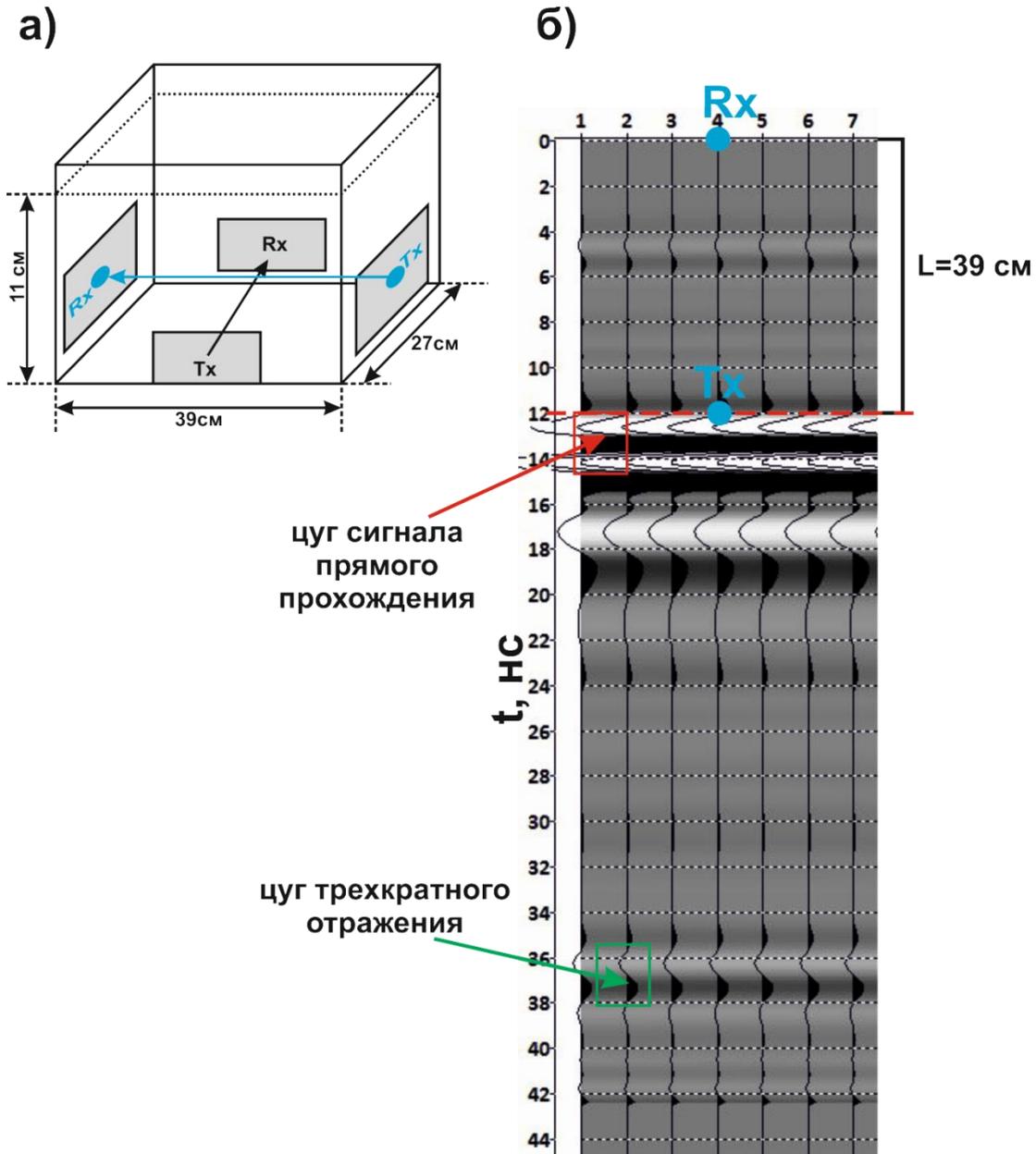


Рисунок 2.32. а) Схема лабораторной установки для работы с отдельными источниками и приемниками вдоль различных сторон параллелепипеда; б) пример записи, полученной при измерениях на воде вдоль стороны параллелепипеда $L=39$ см

Предполагается, что при каждом пробеге до кратной волны интенсивность возбуждения сигнала уменьшается за счет многократных отражений, расхождения и поглощения. Поэтому амплитуда сигнала прямого прохождения наибольшая и является началом отсчета. Значит, можно проследить за изменениями (или их отсутствием) в волновом поле при различной интенсивности приложенного поля. То есть за различные пути, пройденные волной в однородной среде (h_1 и h_2) взяты сигнал прямого прохождения и его кратные волны. В результате можно анализировать коэффициент поглощения, как логарифм отношения спектров сигналов прямого прохождения к спектрам кратных волн. Одним из преимуществ такого рода оценок влияния поглощения является отсутствие необходимости учета других факторов, влияющих на уменьшение интенсивности сигнала, таких как, например, коэффициенты усиления. В процессе проведения эксперимента параметры усиления не изменялись. Спектры сигнала прямого прохождения и кратной волны берутся с одной и той же трассы, без усиления. Поэтому, данный подход позволяет численно получить коэффициент поглощения $a(\omega)$.

Волновые картины (трассы) в виде графика, где по оси ординат отложено время t , а по оси абсцисс – величина вектора напряженности электрического поля в вольтах по входу приемной антенны А, полученные при измерениях с песком различной степени влажности (эксперимент 2), показаны на рисунке 2.33.



Рисунок 2.33. Примеры трасс при различных измерениях с выделенными областями кратных волн.

В соответствии с работами (Sams Mark, Goldberg David, 1990; Zhang Changjun, Ulrych Tadeusz J, 2002), спектры волн, прошедших в однородной поглощающей среде с коэффициентом поглощения $\alpha(\omega)$ и фазовой скоростью c расстояниями h_1 и h_2 , в отсутствии шума можно представить в виде

$$S_1(\omega) = S_0(\omega) \frac{1}{h_1} e^{-\alpha(\omega)h_1} e^{\frac{j\omega h_1}{c}} \quad (2.10)$$

$$S_2(\omega) = S_0(\omega) \frac{1}{h_2} e^{-\alpha(\omega)h_2} e^{\frac{j\omega h_2}{c}} \quad (2.11)$$

$$\frac{S_1(\omega)}{S_2(\omega)} = \frac{h_2}{h_1} \exp[\alpha(\omega)(h_2 - h_1)] \quad (2.12)$$

Отсюда

$$\alpha(\omega) = \frac{1}{\Delta h} \ln \left[\frac{S_1(\omega)h_1}{S_2(\omega)h_2} \right] \quad (2.13)$$

где $\Delta h = h_2 - h_1$

Применяя кратные волны, следует отметить, что волна, проходя разные пути в среде, будет многократно переотражаться на границе раздела среда-воздух.

При этом в точках отражения на границе среда-воздух следует учитывать коэффициент отражения $K_{отр}$. В этом случае для измерений на раздельной базе формула для $\alpha(\omega)$ переписется в виде:

$$\alpha(\omega) = \frac{K_{отр}^{r+1}}{\Delta h} \ln \left[\frac{S_1(\omega)r}{S_2(\omega)(r+2)} \right] \quad (2.14)$$

$K_{отр}^{r+1}$ - коэффициент отражения, в котором r – указывает на номер кратности, т.е. если $r=1$, то в этом случае имеет место однократное отражение, являющееся сигналом прямого прохождения, а показатель $r+1$ - указывает количество переотражений на пути от источника к приемнику, а $r+2$ – это двукратная волна, прошедшая три раза в среде.

При аналогичных измерениях с совмещенными источником и приемником выражение для $\alpha(\omega)$ примет вид:

$$\alpha(\omega) = \frac{K_{отр}^{r+1}}{\Delta h} \ln \left[\frac{S_1(\omega)r}{S_2(\omega)(r+1)} \right] \quad (2.15)$$

где r указывает на номер кратности.

Коэффициент отражения $K_{отр}$ рассчитывается по формуле (1.23).

Из экспериментальных данных, где известна мощность слоя, можно рассчитать скорость прохождения электромагнитной волны в среде. Учитывая, что $v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}}$ и принимая диэлектрическую проницаемость воздуха равной 1, для экспериментальных измерений возможно получить значения $K_{отр}$. На границе раздела вода-воздух $K_{отр} = 0.8$. Для границы воздух-песок различной степени влажности коэффициент отражения $K_{отр}$ варьируется от 0.4 до 0.65.

Коэффициенты поглощения рассчитаны по выше приведенной формуле для одинаковых расстояний $2L$: коэффициент поглощения от пробега волны L к пробегу $3L$, и от $3L$ к $5L$. Данные зависимости представлены на рисунке 2.34

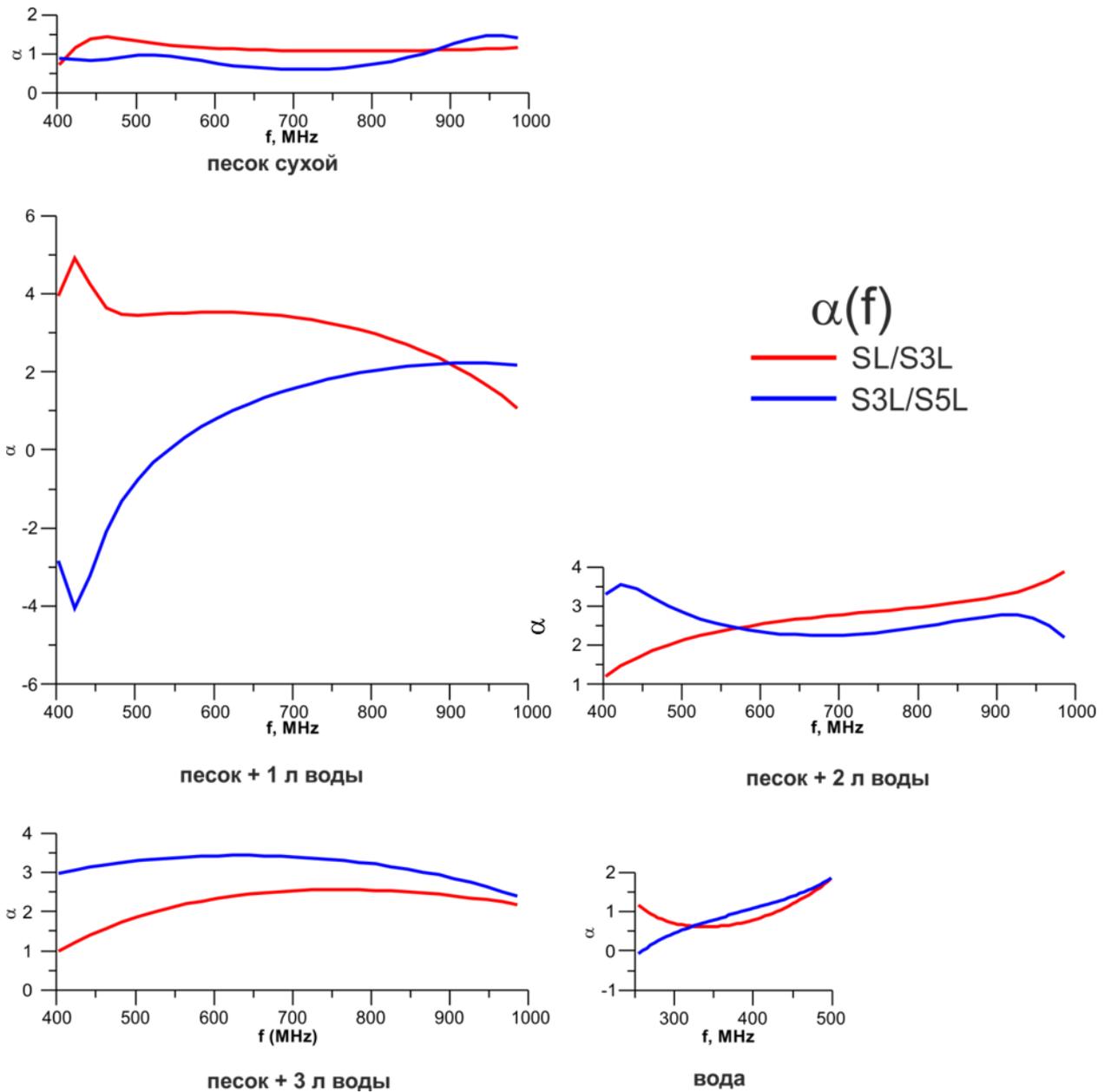


Рисунок 2.34. Зависимость коэффициента поглощения от частоты для расстояния $2L$: при отношении пробега волны L к пробегу $3L$ (красная линия), и от $3L$ к $5L$ (синяя линия) для экспериментов с водой (эксперимент 1) и песком различной степени влажности (эксперимент 2).

Из анализа полученных графиков ясно, что зависимость коэффициента поглощения от частоты может быть аппроксимирована прямой линией в указанном диапазоне частот (от 400 до 1000 МГц для песка и от 300 до 500 МГц для воды) только в случае измерений на воде и сухом песке ($\alpha(\omega) = const$). Сходный результат получен в работе Талалова А.Д., Даева Д.С. (1996) (рисунок 2.35)

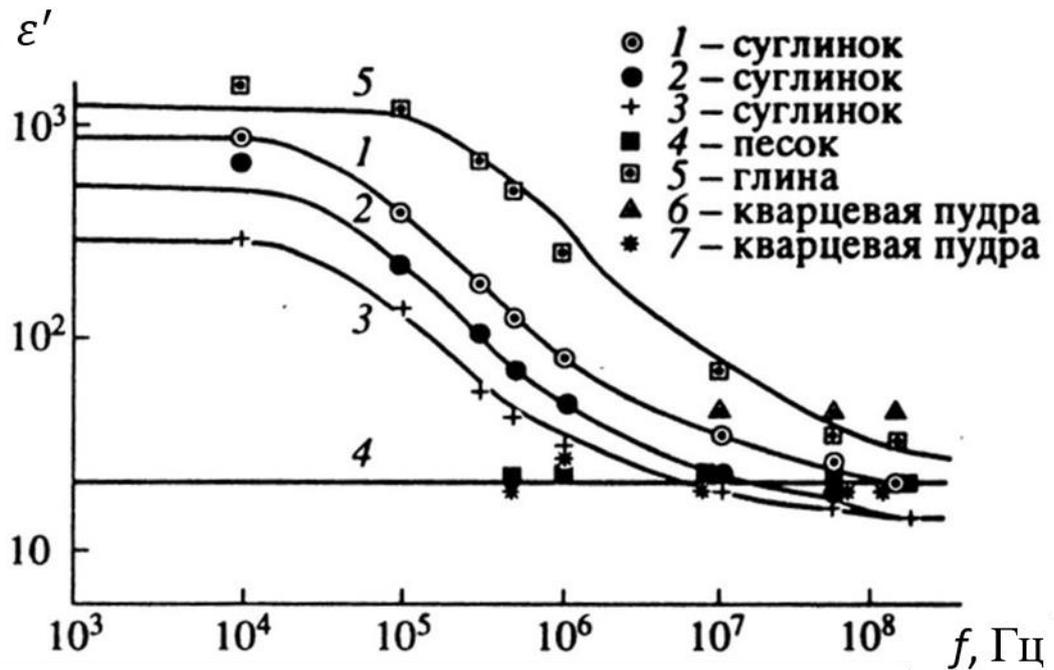


Рисунок 2.35. Зависимость диэлектрической проницаемости разных пород от частоты (Талалов А.Д., Даев Д.С., 1996)

В отличие от других материалов в сухом песке не проявляется зависимость диэлектрической проницаемости ϵ от частоты, т.е. сухой песок является средой «без дисперсии», в которой отсутствует и частотно зависимое поглощение.

Заметное различие в зависимостях для разных интервалов пробега в среде наблюдаются в случаях с $W=8\%$. Это явление не может быть объяснено ни низкой точностью измерений, ни рассуждениями в рамках линейной модели среды и является предметом дальнейших исследований.

Можно сформулировать **следующие выводы:**

1. Лабораторные измерения позволяют изучать динамические характеристики георадиолокационной записи на моделях среды с контролируемыми свойствами предложенным способом с использованием многократных отражений.

2. Способ оценки зависимости поглощения от частоты и влажности (в данном случае) является эффективным средством для физического моделирования процессов распространения электромагнитных волн в реальных средах.

Для измерений с песком различной степени влажности и солености получены зависимости коэффициента поглощения, представленные на рисунках 2.36 и 2.37

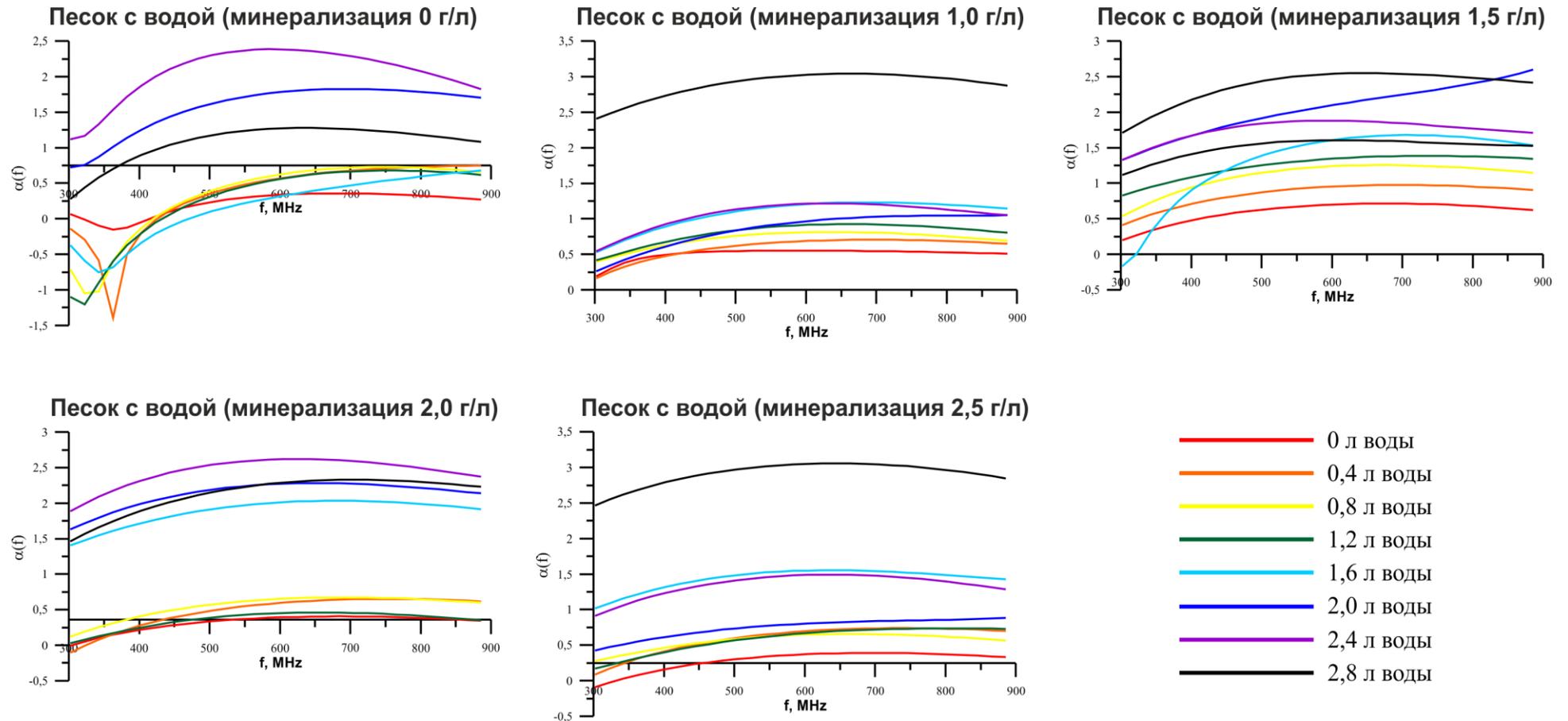


Рисунок 2.36. Значения коэффициента поглощения для каждого значения солености воды

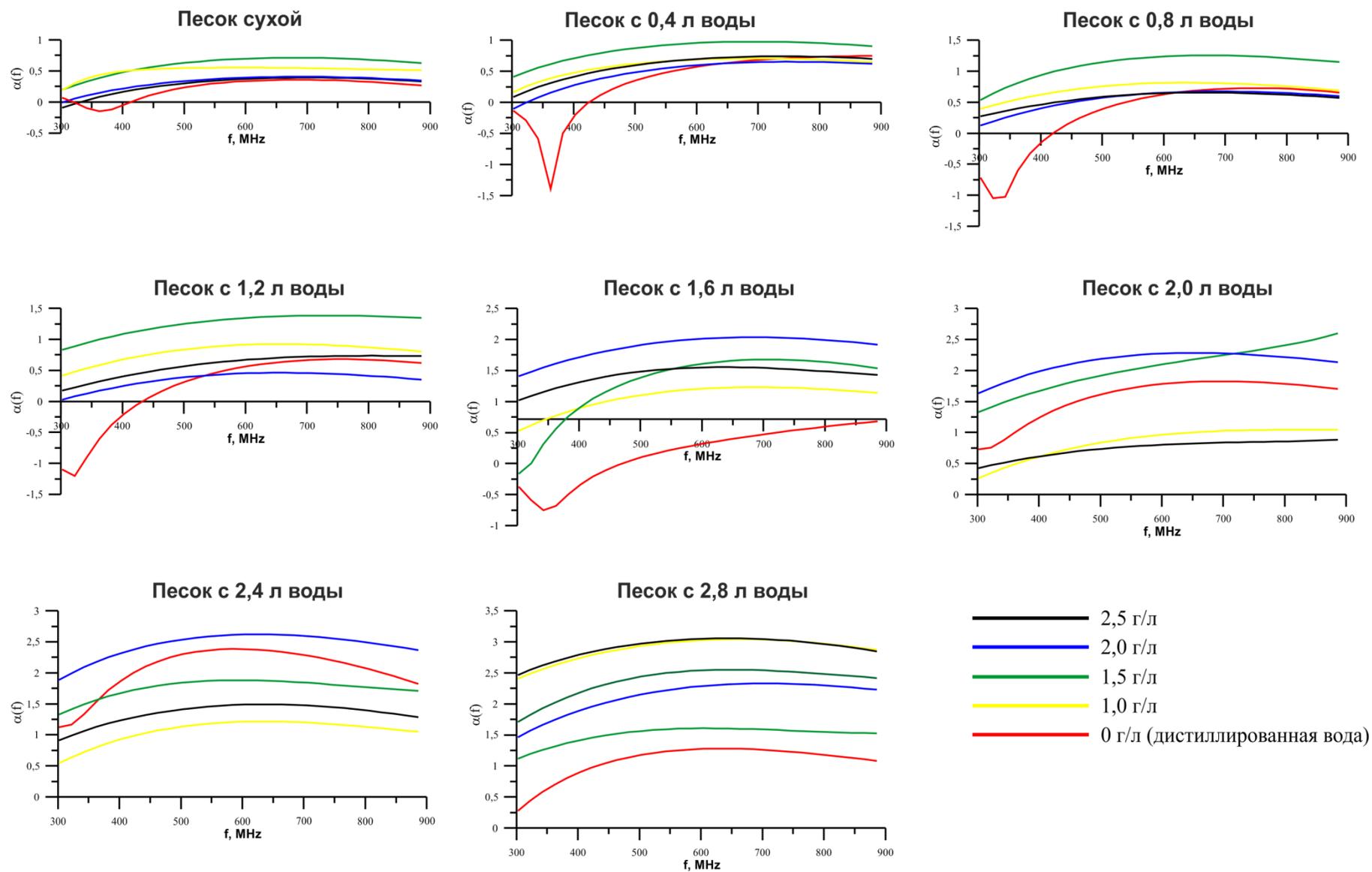


Рисунок 2.37. Значения коэффициента поглощения для каждого значения увлажнения

Зависимости от влажности или же от солености не выстраиваются по порядку изменения параметров. Этот факт можно объяснить по аналогии с многокомпонентными средами в сейсморазведке. Здесь достаточно глубоко разработана теория эффективных сред, суть которой сводится к тому, что измеряемая величина – характеристика поля является эффективной по отношению к многокомпонентной среде, каждая из компонент которой имеет свои одноименные характеристики. Кроме того, величина эффективного параметра принципиально не может быть рассчитана однозначно и можно лишь определить пределы изменчивости эффективного параметра в зависимости от параметров компонент и структуры и текстуры среды.

В поле электромагнитных волн, в отличие от поля упругих волн, поглощение связано с параметром поглощения или добротностью среды, а в поле электромагнитных волн имеет место две части – одна из которых связана с проводимостью, а другая с диэлектрической проницаемостью среды. В описываемом эксперименте вклад каждой из этих частей в общее поглощение не оценивался.

В таком случае, предлагается оценить эффективный коэффициент поглощения относительно эталонной среды. В качестве эталонной среды можно выбрать воду – как наиболее низкоскоростную среду без дисперсии, и, как следует из приведенных выше данных, обладающую линейным поглощением.

Рассмотрим энергию сигнала E прямого прохождения через воду, которую будем рассматривать как эталонную среду, и через образец - песок разной степени влажности и солености в спектральной области:

$$E_{\text{в}}(\omega) \sim S_{\text{в}}^2(\omega); \quad (2.16)$$

$$E_{\text{обр}}(\omega) \sim S_{\text{обр}}^2(\omega) \quad (2.17)$$

Где $E_{\text{в}}(\omega)$ и $E_{\text{обр}}(\omega)$ – энергия сигнала прямого прохождения через воду и образец соответственно, а $S_{\text{в}}^2(\omega)$ и $S_{\text{обр}}^2(\omega)$ – квадрат амплитудного спектра для воды и образца соответственно.

Пусть $A(\omega) = S(\omega)$ – амплитуда гармоники равна значению спектральной плотности на заданной частоте. Амплитуда гармоники подчиняется тому же закону затухания (выражение 2.9). Таким образом:

$$S_{\text{в}}(\omega) = S_{\text{ист}}(\omega) \cdot e^{-\alpha_{\text{в}}(\omega)h}; \quad (2.18)$$

$$S_{\text{обр}}(\omega) = S_{\text{ист}}(\omega) \cdot e^{-\alpha_{\text{обр}}(\omega)h} \quad (2.19)$$

где $S_{\text{ист}}(\omega)$ – амплитудный спектр сигнала в источнике, h – расстояние от источника до границы.

Логарифм отношения спектров выражается:

$$\ln \frac{S_B(\omega)}{S_{обп}(\omega)} = \ln \frac{e^{-\alpha_B(\omega)h}}{e^{-\alpha_{обп}(\omega)h}} = -\alpha_B(\omega)h + \alpha_{обп}(\omega)h = h(\alpha_{обп}(\omega) - \alpha_B(\omega)) \quad (2.20)$$

Откуда:

$$\alpha_{обп}(\omega) = \alpha_B(\omega) + \frac{\ln \frac{S_B(\omega)}{S_{обп}(\omega)}}{h} \quad (2.21)$$

$\alpha_B(\omega)$ рассчитывается с применением кратных волн.

График для $\alpha_B(\omega)$ представлен на рисунке 2.38.

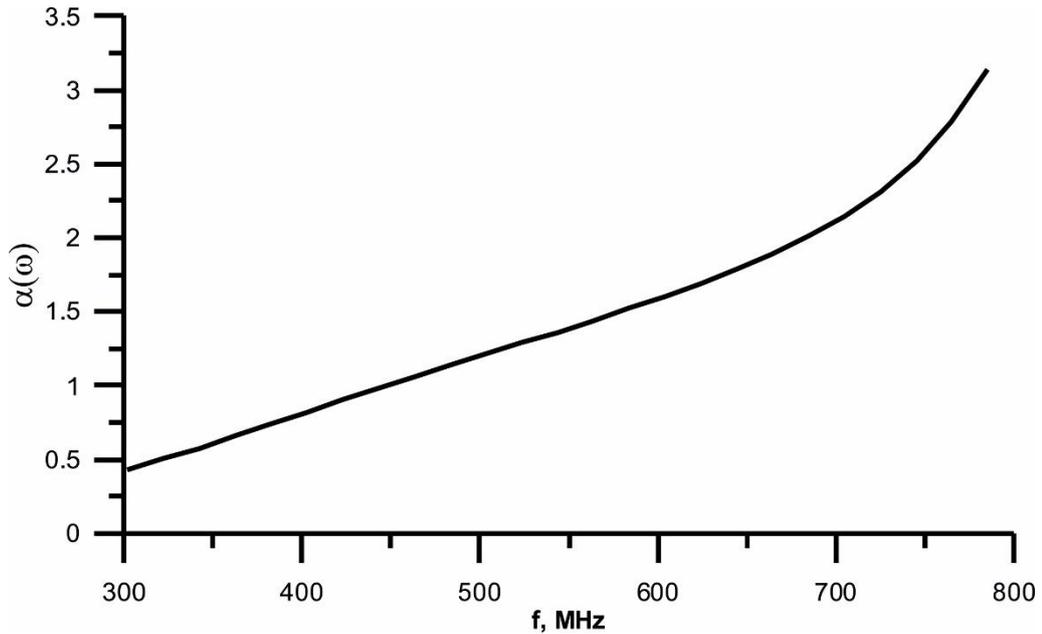


Рисунок 2.38. График зависимости коэффициента поглощения $\alpha_B(\omega)$ от частоты для воды.

В полосе частот (от f_0 до f_n) выражение для энергии сигнала прямого прохождения принимает вид:

$$E_B(f) = \int_{f_0}^{f_n} S_B^2(f) df \quad (2.22)$$

$$E_{обп}(f) = \int_{f_0}^{f_n} S_{обп}^2(f) df \quad (2.23)$$

Тогда, учитывая выражение для логарифма отношения спектров:

$$\ln \frac{E'_B}{E'_{обп}} = 2 h (\alpha_{обп}(\omega) - \alpha_B(\omega)), \quad (2.24)$$

где E'_B и $E'_{обп}$ являются не частотно зависимыми, $\alpha_B(\omega)$ – среднее значение затухания в полосе. Отсюда выражение для коэффициента затухания в полосе для образца выражается:

$$\alpha_{\text{обр}}(\omega) = \alpha_{\text{в}}(\omega) + \frac{\ln \frac{E_{\text{в}}(\omega)}{E_{\text{об}}(\omega)}}{2h} \quad (2.25)$$

Полоса частот взята от 500 МГц до 800 МГц. Графики зависимости $\alpha_{\text{обр}}(\omega)$ для песка различной степени влажности и солености представлены на рисунке 2.39.

Анализируя графики (рисунок 2.39) **следует отметить:**

- 1) Наибольшим коэффициентом поглощения обладает сухой песок.
- 2) По мере увеличения влажности коэффициенты затухания уменьшаются по абсолютным значениям, но четкой зависимости от влажности или солености не наблюдается.
- 3) В выбранной полосе частот 300-900 МГц коэффициент поглощения практически не зависит от частоты, за исключением случая с дистиллированной водой, где наблюдается уменьшение при повышении частоты. Заполнение пор образца дистиллированной водой с очень низкой проводимостью приводит к тому, что в образце воздух с низкой диэлектрической проницаемостью заменяется компонентом с высокой диэлектрической проницаемостью.
- 4) Резкий скачок в краевой части (на частотах близких к 900 МГц) связан с выходом из «рабочей» полосы частот.

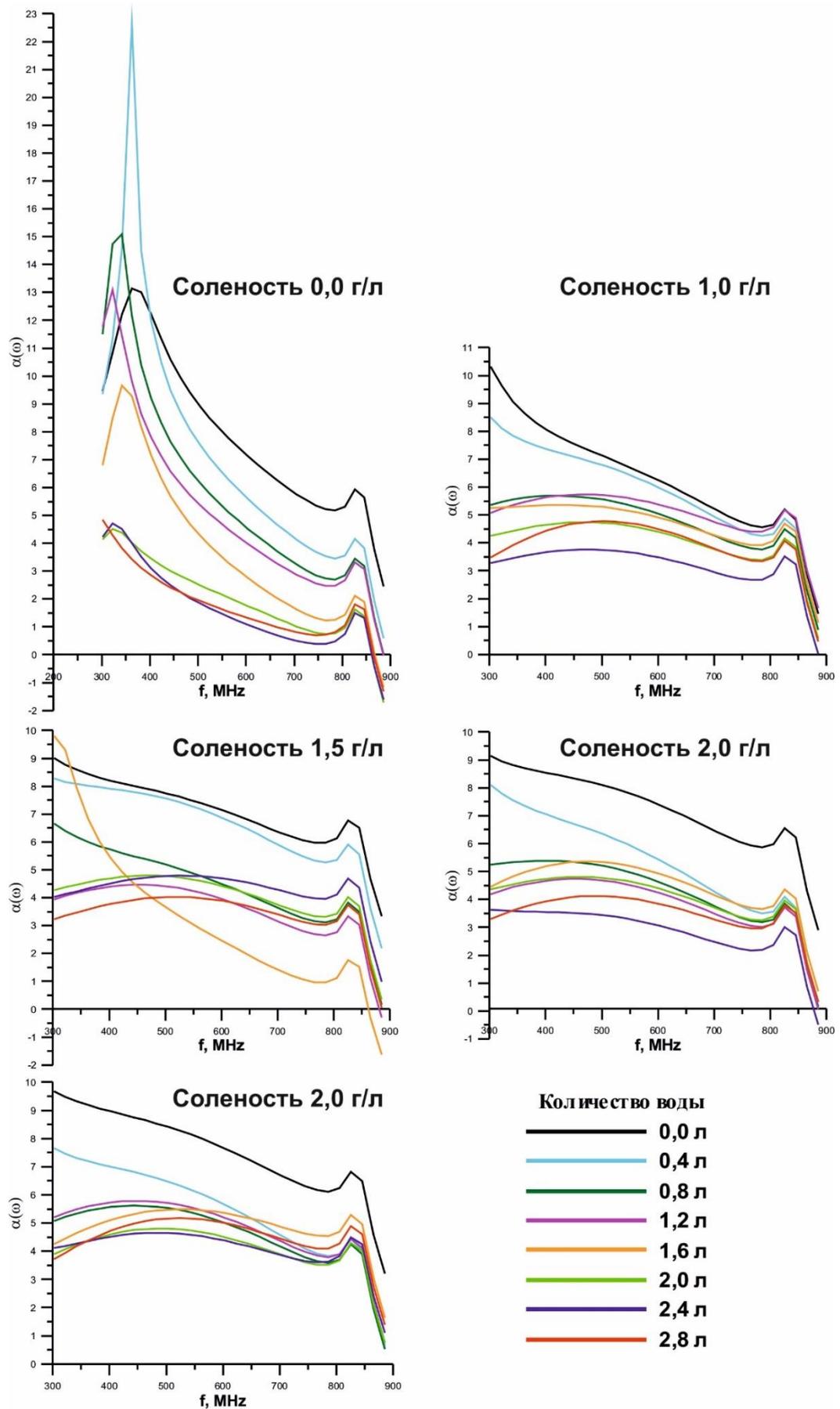


Рисунок 2.39. Графики зависимости коэффициента поглощения $\alpha_{\text{обр}}(\omega)$ для песка различной степени влажности и солёности.

2.4.2 Расчет электропроводности

Лабораторные методы измерения электропроводности среды (точнее диэлектрических потерь) в основном основаны на измерении динамических характеристик георадарного сигнала.

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 (формулы 1.9 и 1.10). Учитывая, что k – постоянная распространения волны, которая выражается:

$$k = \alpha + i\beta \quad (2.26)$$

где коэффициент поглощения при $\mu = 1$

$$\alpha = \frac{\omega}{c} \operatorname{Im} \sqrt{\varepsilon} \quad (2.27)$$

а фазовая постоянная

$$\beta = \frac{\omega}{c} \operatorname{Re} \sqrt{\varepsilon} = \frac{\omega}{v_{\phi}} = \frac{2\pi}{\lambda_c} \quad (2.28)$$

где λ_c – длина волны в вакууме

Выражение (1.9) для $\mathbf{E}(x, t)$ можно переписать в виде

$$\mathbf{E}(x, t) = \mathbf{E}_0 e^{(i\omega t - kx)} = \mathbf{E}_0 e^{i\omega t} e^{-kx} = \mathbf{E}_0 e^{i\omega t} e^{-\alpha x} e^{-i\beta x}, \quad (2.29)$$

где $e^{-\alpha x}$ характеризует затухание в среде.

Способность диэлектрика рассеивать энергию в электрическом поле обычно характеризуют углом диэлектрических потерь, а также тангенсом угла диэлектрических потерь.

Тангенс угла потерь $\operatorname{tg}(\delta) = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} = \frac{\sigma}{\omega \varepsilon' \varepsilon_0}$ для диэлектриков составляет значения меньше 1. На рисунке 2.40 представлена оценка тангенса диэлектрических потерь на частотах 300-1000 МГц и при удельном электрическом сопротивлении 1-1000 Ом·м.

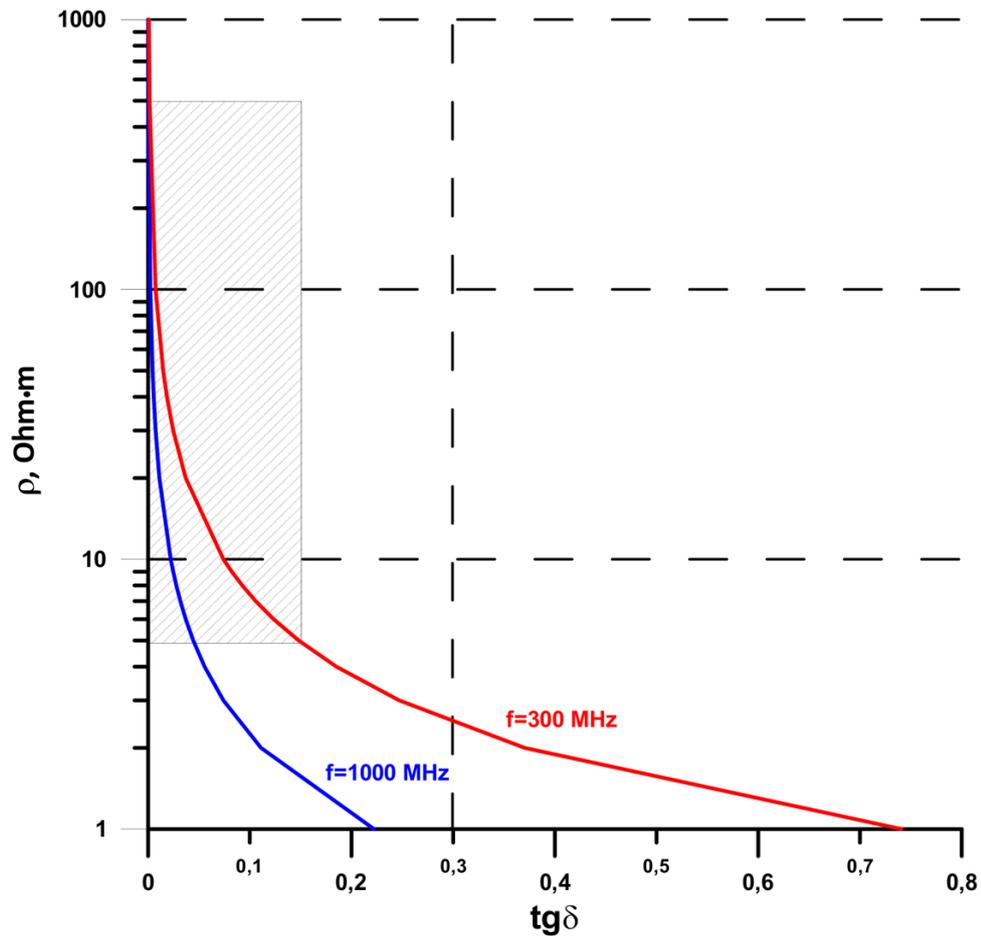


Рисунок 2.40. Оценка тангенса диэлектрических потерь на частотах 300-1000 МГц и при удельном электрическом сопротивлении 1-1000 Ом·м.

Следует обратить внимание, что в средах, с которыми обычно сталкиваются при измерениях, удельное электрическое сопротивление изменяется в следующих пределах: у воды 10-30 Ом·м, у глин – 5-20 Ом·м, у известняков 100-500 Ом·м, у песков – 50-200 Ом·м. Соответственно, реальные значения тангенса угла диэлектрических потерь лежат в пределах значений меньших 0,3 (заштрихованная область на рисунке).

В случае диэлектрика ($\text{tg}(\delta) \ll 1$) и в случае $\text{tg}(\delta) < 0,3$ с погрешностью менее 1%

$$\lambda_c = \frac{2\pi v_c}{\omega} = \frac{2\pi c}{\omega\sqrt{\epsilon'}}, \quad \alpha = \frac{\pi \text{tg}(\delta)}{\lambda_c}, \quad \beta = \frac{2\pi}{\lambda_c}, \quad v_\phi = \frac{c}{\sqrt{\epsilon'}} \quad (2.30)$$

Учитывая, что $\text{tg}(\delta) = \frac{\epsilon''}{\epsilon'} = \frac{\sigma}{\omega\epsilon'\epsilon_0}$

$$\alpha = \frac{\pi\epsilon''}{\epsilon'\lambda_c} = \frac{\pi\epsilon''\omega\sqrt{\epsilon'}}{\epsilon'2\pi c} = \frac{\epsilon''\omega}{2\sqrt{\epsilon'}c} \quad (2.31)$$

Откуда

$$\epsilon'' = \frac{2\sqrt{\epsilon'}c\alpha}{\omega} = \frac{\sigma}{\omega\epsilon_0} \quad (2.32)$$

Выражая электропроводность σ , получим: увязка прпроводности с проникаемостью

$$\sigma = \frac{2\sqrt{\varepsilon'}c\alpha\omega\varepsilon_0}{\omega} = 2\varepsilon_0\sqrt{\varepsilon'}c\alpha \quad (2.33)$$

Домножая и разделяя на c , получим:

$$\sigma = \frac{2\sqrt{\varepsilon'}c^2\alpha\varepsilon_0}{c} = \frac{2c^2\alpha\varepsilon_0}{v} \quad (2.34)$$

Учитывая, диэлектрическая постоянная $\varepsilon_0 = \frac{1}{36\pi} 10^{-9}$ Ф/м,
 скорость в вакууме $c = 3 \cdot 10^8$ м/с

$$\sigma = 0,159 \cdot 10^7 \frac{\alpha}{v} \quad (2.35)$$

Формула (2.37), полученная автором, является конечным выражением для расчета проводимости среды в зависимости от затухания и диэлектрической проницаемости среды.

При лабораторных измерениях значения скорости известны, по сравнению с реальными полевыми исследованиями, а потому рассчитав значение для $\alpha(\omega)$ данный вариант оценки проводимости применим в экспериментах.

Полученные зависимости удельного электрического сопротивления, с учетом $\sigma = 1/\rho$, рассчитаны для песка различной степени объемной влажности (от 0% до 25%) и для частот 500, 700, 900, 1100 МГц. Для воды показана зависимость значений удельного электрического сопротивления в зависимости от частоты на рисунке 2.42.

Анализируя зависимость $\rho(\omega)$, следует отметить резкий скачок УЭС при значениях влажности от 0 до 10%, при чем локальный минимум наблюдается в области 7-8% объемной влажности при значениях (заштрихованная область на рисунке 2.41).

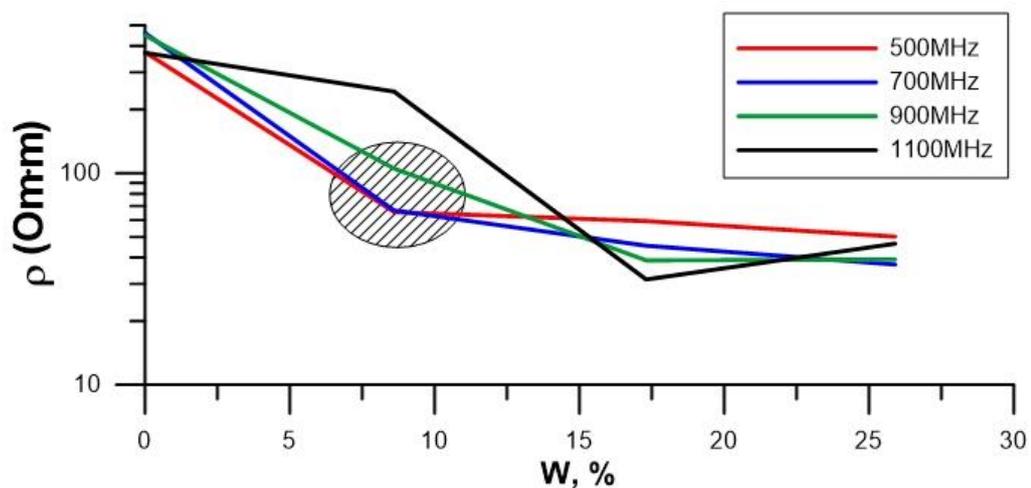


Рисунок 2.41. Зависимость удельного электрического сопротивления от объемной влажности (при УЭС воды 30 Ом·м), на различных частотах (500, 700, 900, 1100 МГц)

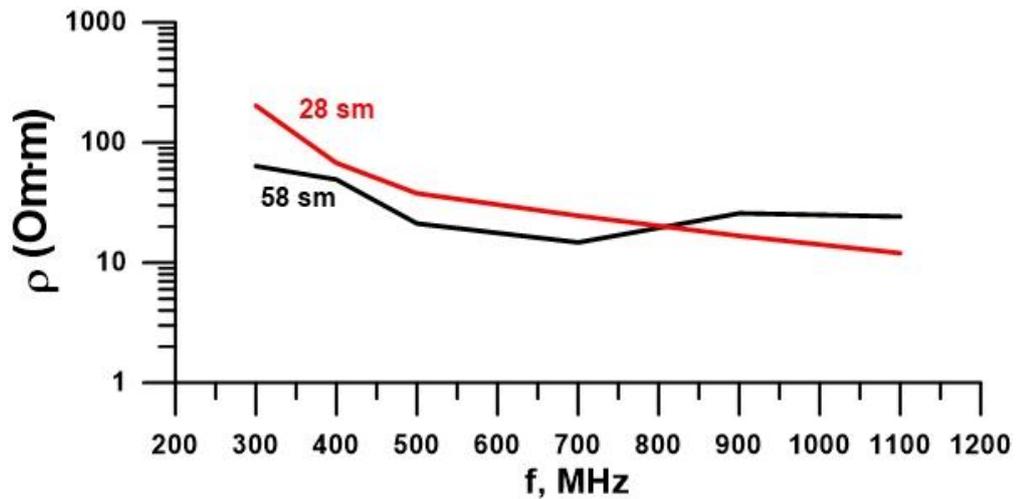


Рисунок 2.42. Зависимость УЭС воды от частоты, полученная из данных при различных расстояниях между источником и приемником – 28 см и 58 см.

При экспериментальных исследованиях на воде при частотах более 400 МГц кривая зависимости УЭС от частоты практически горизонтальна, в том числе и с учетом разброса и ошибок измерений для двух различных расстояний между источником и приемником (рисунок 2.42).

Приведенные выше значения, которые могут служить для оценки коэффициента поглощения и рассчитываемой на его основе проводимости, являются приближенными. Но, тем не менее, предложенный подход использования динамических характеристик георадиолокационной записи позволяет охарактеризовать модель среды эффективными значениями действительной и мнимой частей комплексной относительной диэлектрической проницаемости, как функций частоты в диапазоне частот возбуждаемого сигнала. Это в свою очередь дает возможность изучать частотно зависимые коэффициент поглощения и проводимость, которые несут информацию о петрофизических параметрах модели. При этом, техника использования кратных волн позволяет изучать эти характеристики для различных расстояний в среде, не изменяя линейные размеры образца.

Таким образом, анализ динамических характеристик (динамических атрибутов) георадиолокационной записи дает возможность оценивать параметры грунта, опираясь на классическую теорию распространения электромагнитных волн с учетом двух частей поля – волновой и диффузионной.

2.5. Выводы к главе 2

1. Исследования с отдельными источником и приемником имеют преимущества: простота подбора размеров модели, исходя из условий интерференции, влияния сигнала прямого прохождения (аппаратного) и, соответственно, на получение

первого по времени информационного сигнала влияние собственного поглощения в среде уменьшается.

2. При изменении интенсивности сигнала происходит непропорциональное изменение спектров даже при учете влияния поглощения и падения интенсивности за счет геометрического расхождения и коэффициентов отражения от внешней границы модели, что свидетельствует о нелинейном поведении среды (что является предметом отдельных исследований).

3. При анализе полученных зависимостей выявляются следующие особенности: при общей тенденции уменьшения скорости в зависимости от увеличения увлажнения, появляется локальный максимум при $W=8.6\%$, $W_v=14.4\%$, что может быть связано с переходом между различными типами заполнения пор водой: капиллярная вода – поровая вода – гравитационная вода (аналогично эффекту Ребиндера в сейсмоакустике). При увеличении солености происходит уменьшение амплитуды сигнала, так что при больших значениях солености (более 8 г/л) первое вступление не различимо на фоне шумов.

4. Техника использования кратных волн и тип прямых волн (работы на отраженных и проходящих волнах) позволяет изучать динамические характеристики записи для различных расстояний в среде, не изменяя линейные размеры образца.

5. Предложенный подход использования динамических характеристик дает возможность изучать частотно зависимые коэффициент поглощения и проводимость, опираясь на классическую теорию распространения электромагнитных волн с учетом двух частей поля – волновой и диффузионной.

Глава 3. Оценка коэффициента поглощения и проводимости по данным георадиолокации на различных примерах пресноводных акваторий

Описанная методика расчета коэффициента поглощения была опробована на ряде водных объектов. Проводился анализ изменения значений проводимости и коэффициента поглощения и выявлялось наличие корреляции между какими-либо изменениями волновой картины и изменениями рассматриваемых физических величин.

Следует отметить, что на рассматриваемых объектах были приняты ряд допущений.

Во-первых, при анализе проводимости в поддонном слое, полагается, что вышележащая водная толща однородна, а потому можно считать, что сигнал затухает в зависимости от расстояния, и исходной точкой расчета можно считать сигнал, полученный от дна. В то же время при оценках параметра проводимости собственно в водной толще, оказывается, что она не всегда однородна в плане и по глубине с точки зрения диэлектрической проницаемости и проводимости. Во-вторых, предполагается, что скорость внутри слоя не меняется, а скорость в водной толще взята равной 3,3 см/нс. В-третьих, рассматривался только придонный слой.

Все расчеты проводились по одной и той же схеме:

- 1) Вдоль профиля брались амплитудные спектры от донной границы и первой поддонной границы для определенных трасс
- 2) Рассчитываются коэффициенты поглощения в зависимости от частоты $\alpha(\omega)$ для каждой трассы по формуле (2.15).
- 3) если взять производную $\frac{\partial \alpha}{\partial f}(f)$ в полосе частот, в которой $\alpha(\omega)$ ведет себя линейно, то можно получить $\alpha_{fi}(f)$
- 4) Определяется параметр α_0 – осредненное значение из $\alpha_{fi}(f)$ отнесенное к середине полосы частот, внутри которой проводилось дифференцирование в пункте 3.
- 5) Рассчитываются параметры проводимости и удельного электрического сопротивления для центральной частоты зондирования по формуле (2.35) и с учетом того, что $\sigma = 1/\rho$.

3.1 Пруд на р. Пехорка

Работы выполнялись с использованием георадара ZOND с антенным блоком с центральной частотой 300 МГц. Задачей исследований было картирование современных донных осадков, являвшихся продуктом техногенного загрязнения, – их площадной распространенности и мощности.

На рисунке 3.1 представлен фрагмент профиля (профиль целиком представлен в приложении 1), на котором производился расчет коэффициента поглощения и сопротивления в поддонном слое. Графики спектров, и зависимости коэффициента поглощения также показаны. Полоса частот для расчета α_0 взята от 50 до 150 МГц, удельное электрическое сопротивление рассчитано для середины интервала частот - частоты 100 МГц.

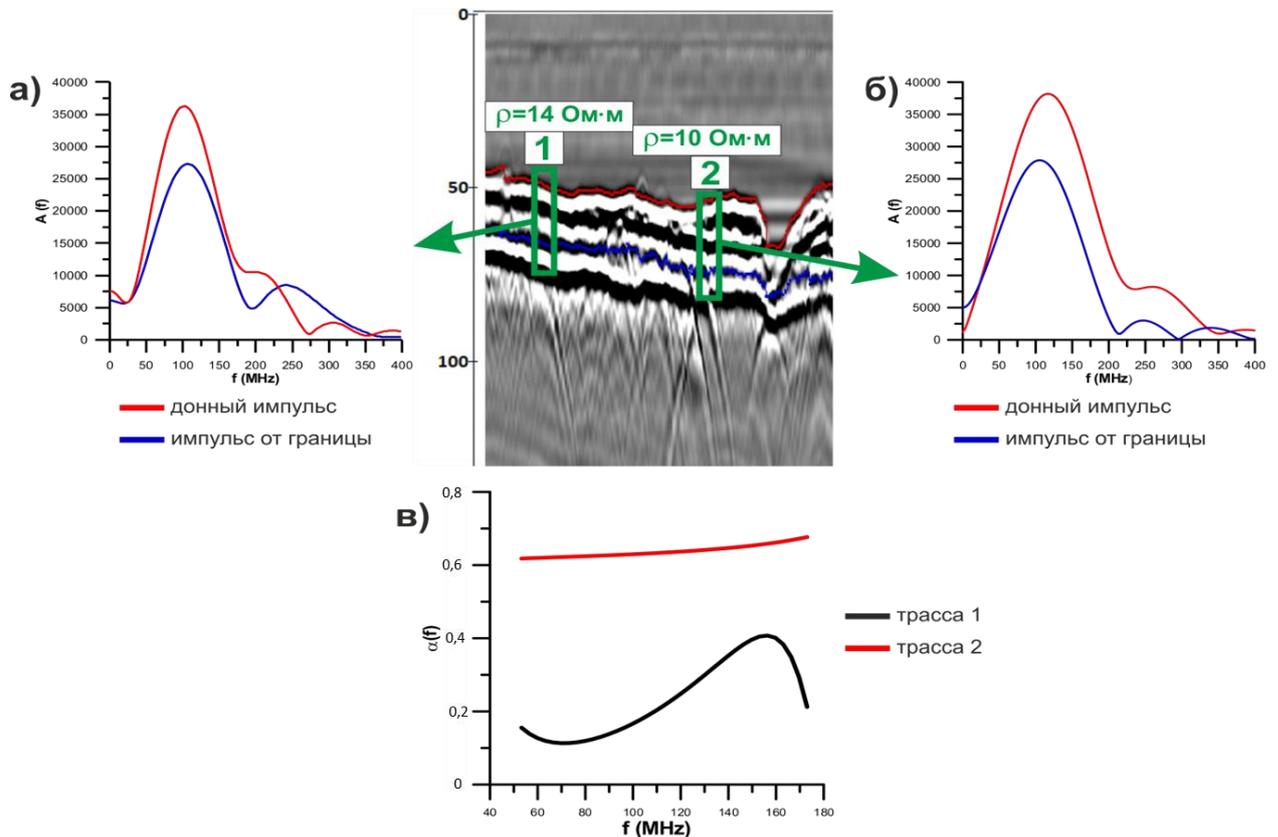


Рисунок 3.1. Фрагмент радарограммы, выполненной на пруду на р. Пехорка. а) амплитудные спектры импульсов по трассе из окна 1 б) амплитудные спектры импульсов по трассе из окна 2 в) коэффициент поглощения в полосе частот от 50 до 150 МГц.

Получившиеся значения удельного электрического сопротивления 10-14 Ом·м.

Исходя из показанных на рисунке 3.1 данных видно, что спектры донных импульсов соответствуют сигналам с более высокой амплитудой, чем отраженные сигналы от поддонной границы. Стоит обратить внимание, что представлены ненормированные модули спектров.

Несмотря на небольшое расстояние между точками определения – они относятся к разным участкам по параметру поглощения – с большим и меньшим значениями, а значит и различиями в проводимости.

Исходя из местоположения профиля, можно ожидать изменения проводимости, связанные с изменением минерализации. Однако, не имея независимых данных об этом, можно рассмотреть вариант зависимости проводимости от содержания в осадке глинистых частиц.

Используя данные, приведенные в работе (Шевнин и др., 2017) (рисунок 3.2) можно оценить глинистость в исследуемом слое. При значениях удельного электрического сопротивления 10-14 Ом·м глинистость оценивается около 20-25%, что соответствует суглинкам по классификации, данной В. Т. Трофимовым и др. (2005). В данном случае, учитывая, что работы проводились на пресноводной акватории, а в таких водоемах минерализация не превышает максимум 1 г/л (<https://water-rf.ru/>), именно в этих пределах кривые ведут себя линейно.

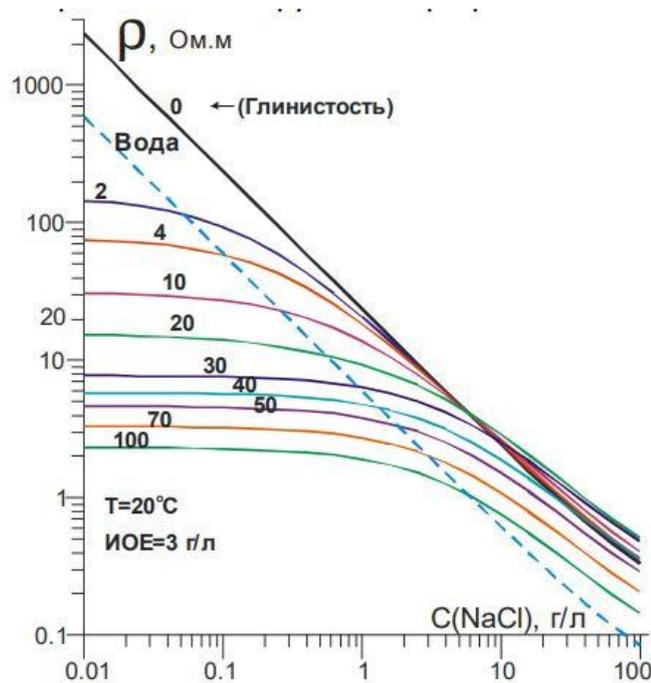


Рисунок 3.2. Палетка А.А. Рыжова, теоретически рассчитанная для песчано-глинистых грунтов Мексики. Индекс кривых - содержание глины в смеси.

Таким образом, на данном участке пруда на р. Пехорка по данным георадиолокации придонный слой мощностью около 20 см представлен суглинками. Кроме того, в пределах этого слоя можно проследить изменение глинистости по рассчитанному параметру удельного электрического сопротивления.

3.2 Озерки

Измерения методом георадиолокации проводились с использованием георадара ZOND с антенным блоком с центральной частотой 300 МГц (целиком профиль представлен в приложении 2). В данном случае не представляется возможным определить какие-либо параметры в поддонном слое, так как его малая мощность не позволяет разделить спектры от донного импульса и от поддонной границы (показана желтой пунктирной линией на рисунке 3.3). Поэтому расчеты проводились между донной границей и первой «яркой», хорошо выраженной протяженными и высокоамплитудными осями синфазности, границей.

Графики спектров, и зависимости коэффициента поглощения также представлены на рисунке 3.3. Полоса частот для расчета α_0 взята от 50 до 125 МГц, сопротивление рассчитано для центральной частоты 90 МГц.

В точке 1 амплитуда отраженного от дна сигнала выше, чем в точке 2. Но при этом в точке 1 амплитуда сигнала, отраженного от поддонной границы падает приблизительно в 5 раз, а в точке 2 амплитуда сигнала, отраженного от поддонной границы падает в 10 раз. Это означает, что поглощение в точке 2 выше, и, соответственно, определяемый параметр удельного электрического сопротивления в точке 2 выше, чем в точке 1.

При получившихся значениях сопротивлений (51, 64 Ом·м), опираясь на палетку А.А. Рыжова, глинистость оценивается около 5%, что соответствует супесчаным грунтам (по В. Т. Трофимову).

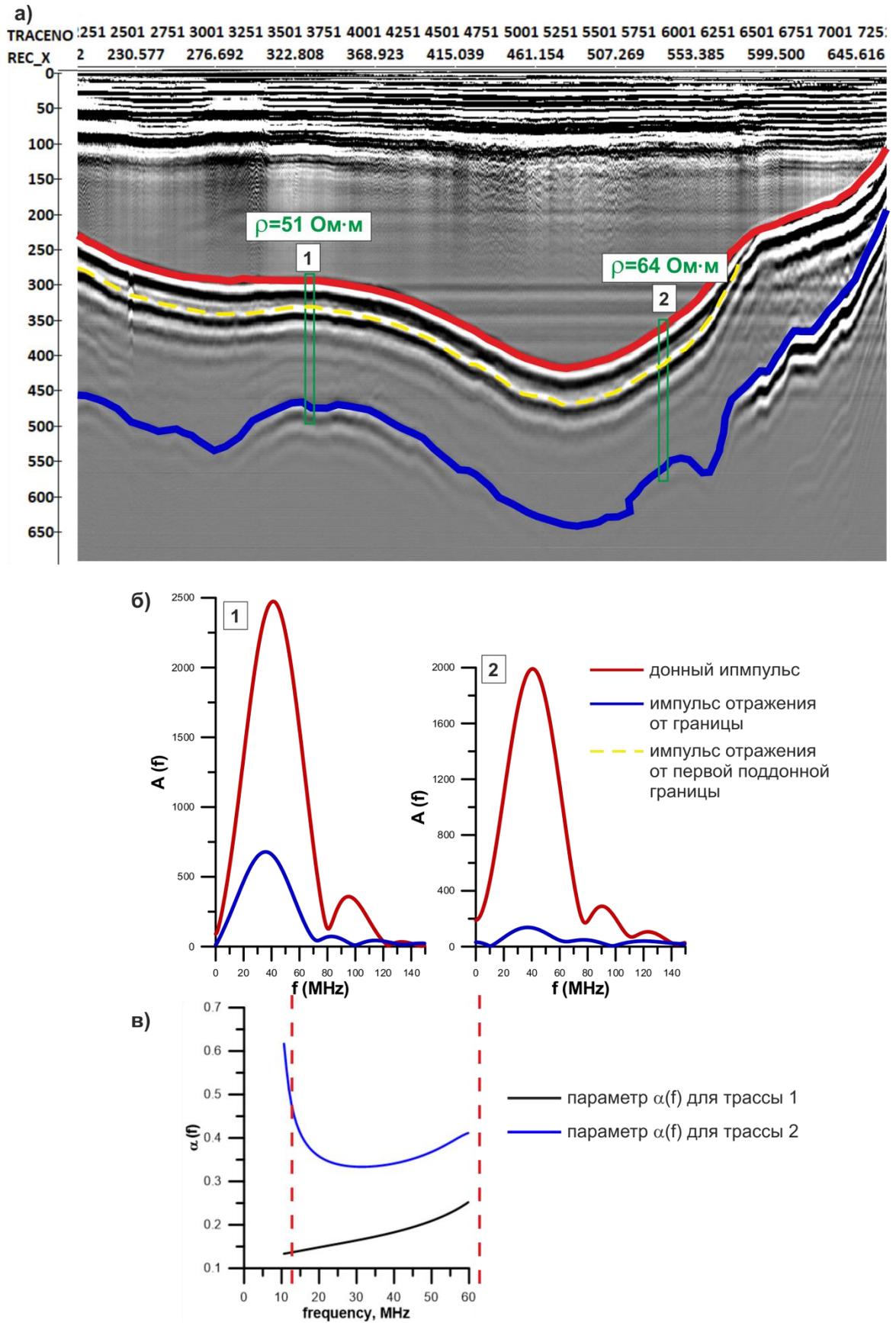


Рисунок 3.3. а) Фрагмент георадиолокационного профиля на Озерках; б) амплитудные спектры от донного импульса и импульса от границы; в) коэффициент поглощения для двух трасс в полосе частот от 50 до 125 МГц.

3.3 Озеро Глубокое

На озере Глубокое Рузского района Московской области георадиолокационные работы проводились с использованием георадара Python-3 с центральной частотой 25 МГц с целью выявления наличия донных отложений и их мощности (приложение 3).

На рисунке 3.4 представлен фрагмент профиля с изображением двух участков для расчета коэффициента поглощения и сопротивления в поддонном слое. Но, на участке 2 вычисления сделать не удалось: несмотря на то, что поддонная граница достаточно хорошо прослеживается, импульсы донного отражения и отражения от границы не перекрываются – как видно из графиков спектров (рисунок 3.4). Во-первых, амплитуда донного спектра в разы меньше, чем амплитуда спектра от границы. Это связано с тем, что по всей видимости придонный слой достаточно водонасыщенный и диэлектрическая проницаемость придонного слоя близка к диэлектрической проницаемости водной толщи. В связи с этим, контраст между толщами маленький и коэффициент отражения небольшой. А вот поддонная граница обладает высоким коэффициентом отражения в силу большей контрастности в значениях диэлектрических проницаемостей, поэтому и амплитуда отраженного сигнала выше. Во-вторых, произошло достаточно сильное смещение частоты спектра донного импульса и импульса от границы, что не дает возможность взять единую полосу частот для дальнейших расчетов.

Полоса частот для расчета α_0 на трассе на участке 1 взята от 15 до 50 МГц.

Значение сопротивления 23 Ом·м соответствует 15% глинистости (опираясь на палетку А.А. Рыжова) и классифицируется как суглинок в соответствии с В. Т. Трофимовым и др. (2005). Сравнивая эти данные с геологическим строением территории и описанным (Ермолов и др., 1999) разрезом в непосредственной близости от оз. Глубокое (рисунок 3.5), данный вывод совпадает – озеро Глубокое находится во врезе в суглинистых породах.

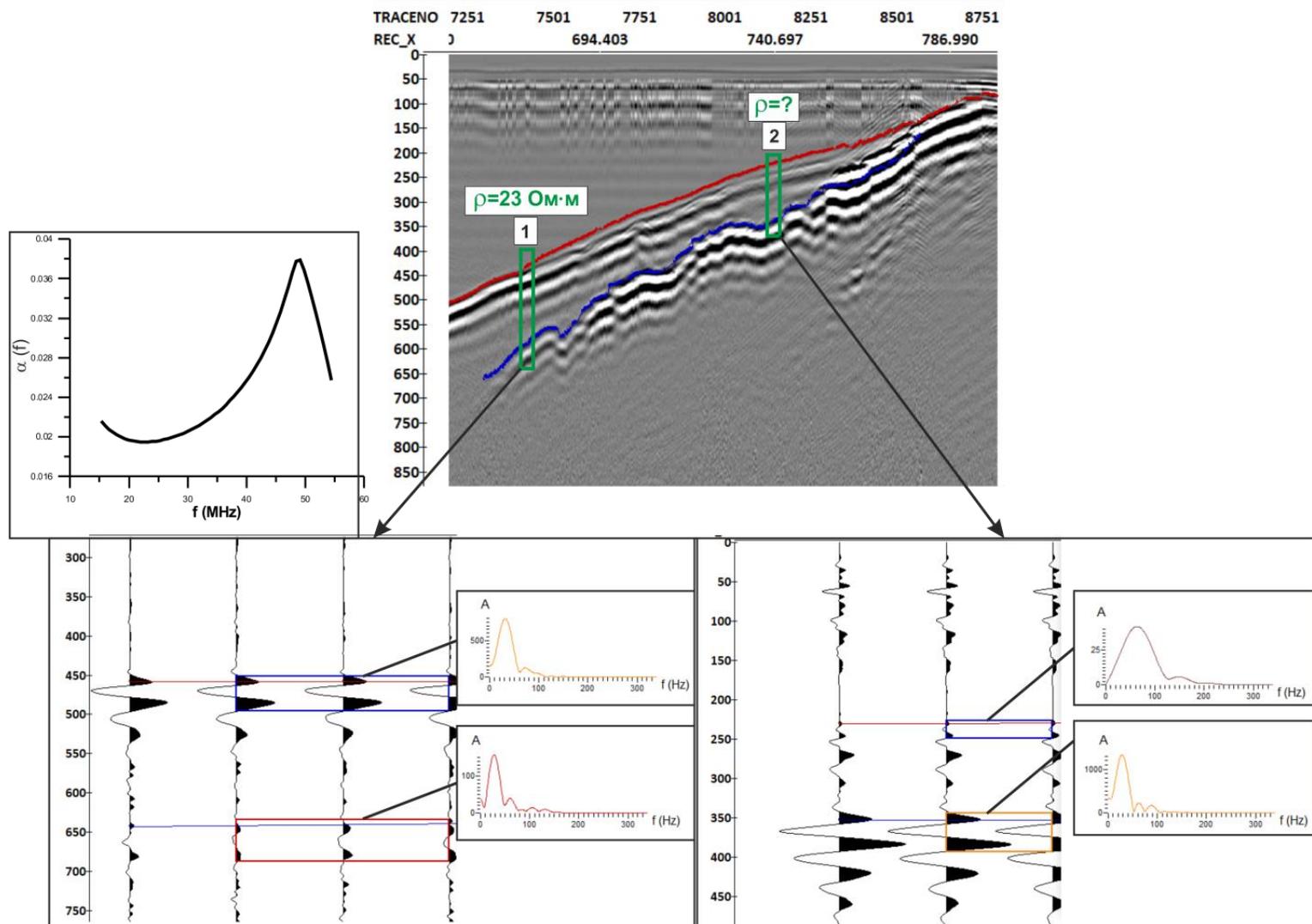


Рисунок 3.4. Фрагмент радарограммы по оз. Глубокое, спектры донного и поддонного импульсов на трассах внутри участков 1 и 2.
 Коэффициент поглощения на участке 1 в полосе частот от 15 до 50 МГц

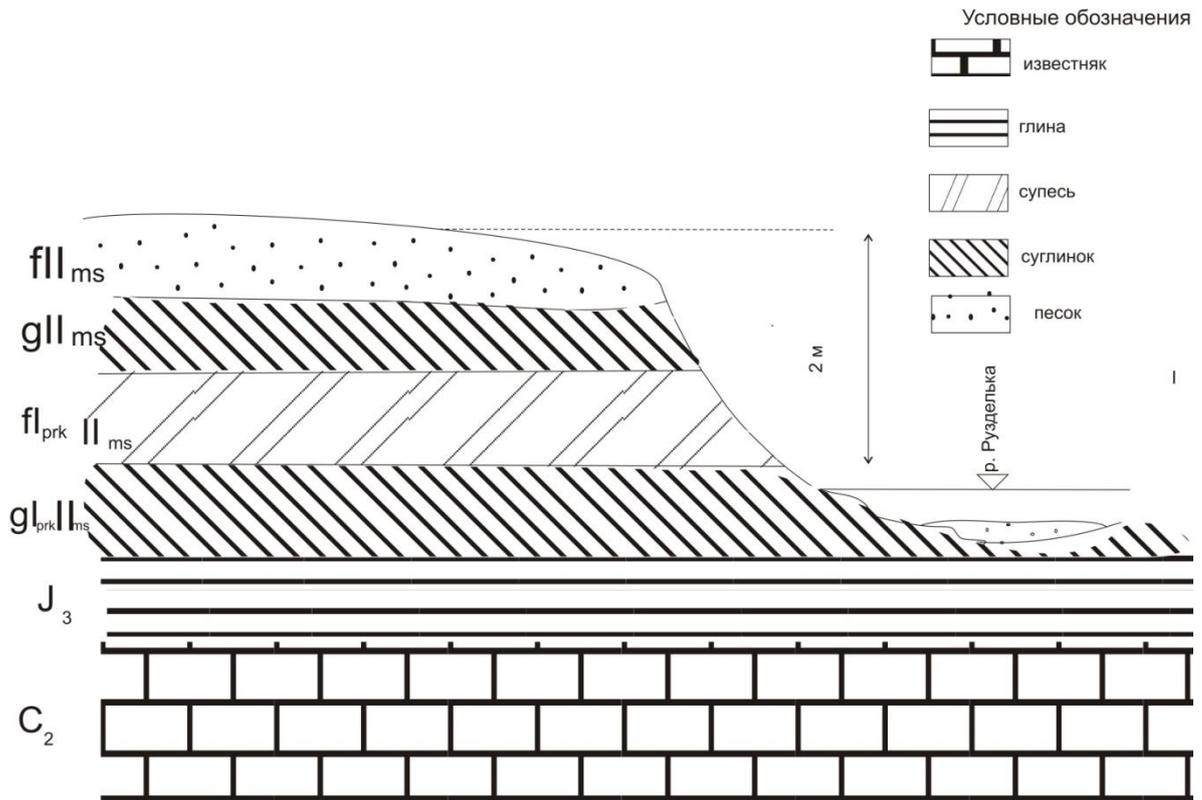


Рисунок 3.5. Схематический геологический разрез правого берега р. Рuzдeлькa (в 1,5 км от оз. Глубокое).

3.4 Нильозеро

На полуострове Киндо Кандалакшского залива Белого моря, где расположена Беломорская биологическая станция (ББС) МГУ, есть несколько пресноводных озер, на которых была выполнена георадиолокационная съемка. Для анализа взяты данные на Нильозере и на озере Верхнее. Работы проводились с использованием георадара ZOND с антенным блоком 300 МГц.

Рассмотрим данные, полученные на одном из профилей Нильозера (рисунок 3.6). Профиль с пикировкой донной границы и первой поддонной представлен на рис. Вода в озере пресная, донная и поддонная границы очень хорошо прослеживаются по протяженным осям синфазности отраженных волн. Коренное дно (ниже зеленой границы) сложено породами фундамента (гнейсами), донные отложения, по всей видимости, представлены илами и песками (Старовойтов и др., 2016.). Донные отложения, если судить по волновой картине, достаточно однородны. Поэтому на данном профиле расчеты были произведены вдоль всей его длины для того, чтобы была возможность проанализировать изменения рассчитываемых параметров вдоль всей длины профиля.

Через каждые 500 трасс, начиная с 1 трассы и до конца профиля, брался спектр отраженной волны на границе дна и на первой поддонной границе. Спектры сигналов от донной границы и первой поддонной границы показаны на рисунке 3.7.

Между границами на каждой трассе рассчитывался коэффициент поглощения $\alpha(\omega)$ (рисунок 3.8).

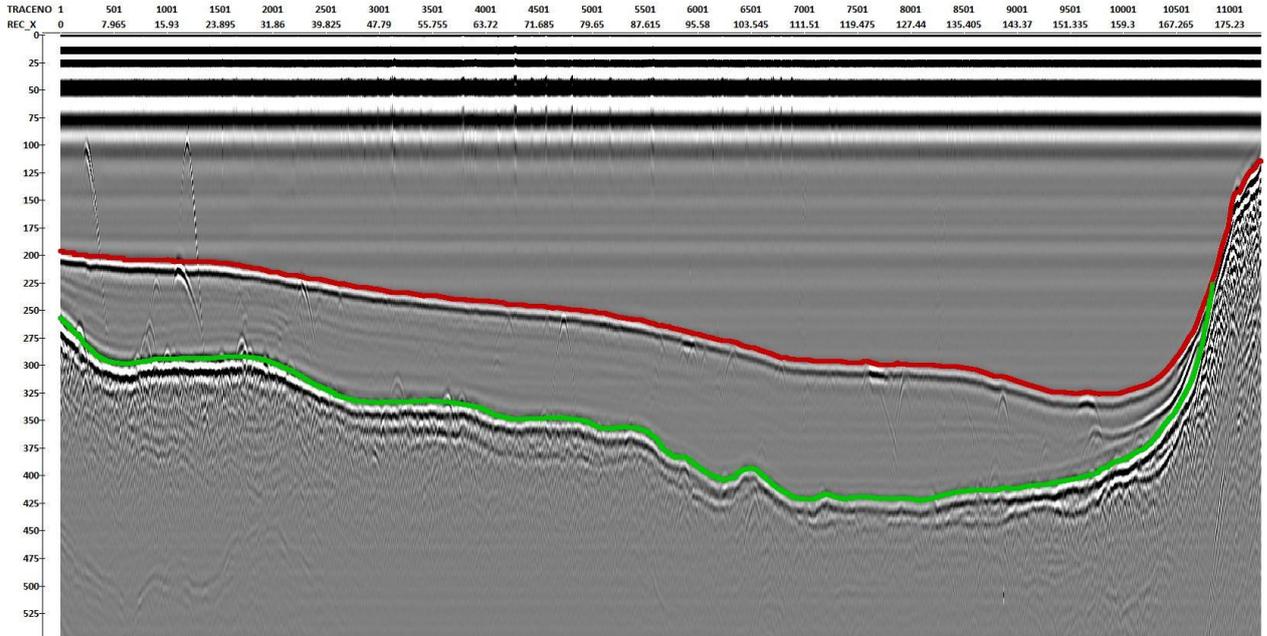


Рисунок 3.6. Георадиолокационный профиль по Нильмозеру.

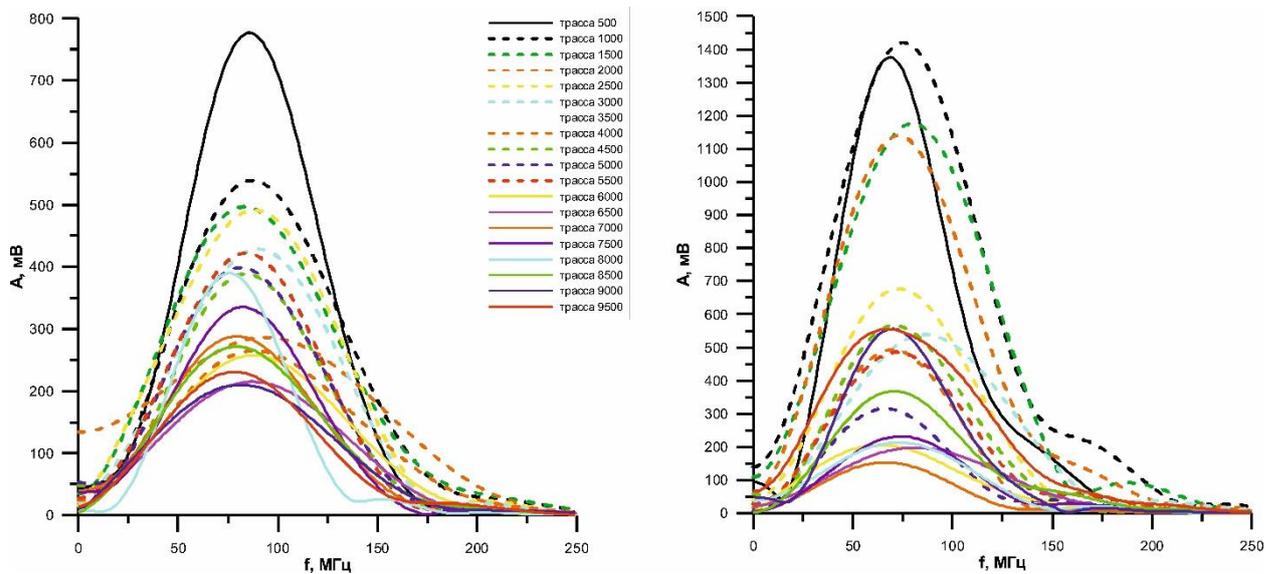


Рисунок 3.7. Амплитудные спектры сигналов для трасс (слева – для донного импульса, справа – для первой поддонной границы).

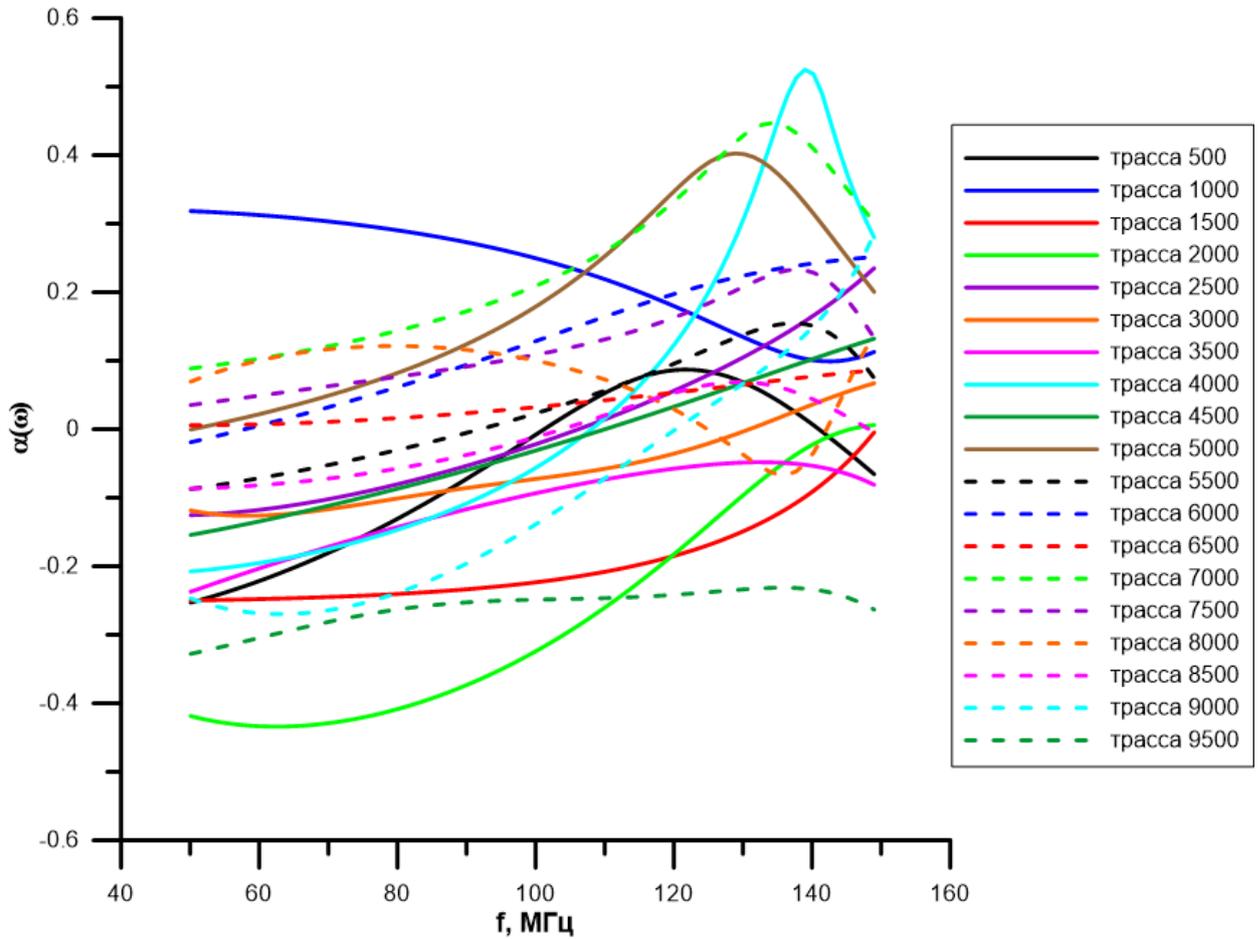


Рисунок 3.8. Коэффициент поглощения $\alpha(\omega)$ для каждой трассы

Для каждой трассы было рассчитано значение удельного сопротивления (рисунок 3.9). В целом вдоль профиля значения сопротивления в среднем составляют 10-15 Ом·м, что соответствует глинистости (по палетке А. А. Рыжова) 20-25% и отвечает суглинкам по классификации В. Т. Трофимова. На профиле выделяется три зоны с повышенным значениями УЭС – 30-40 Ом·м. Такие значения соответствуют глинистости около 10%, что соответствует супесям.

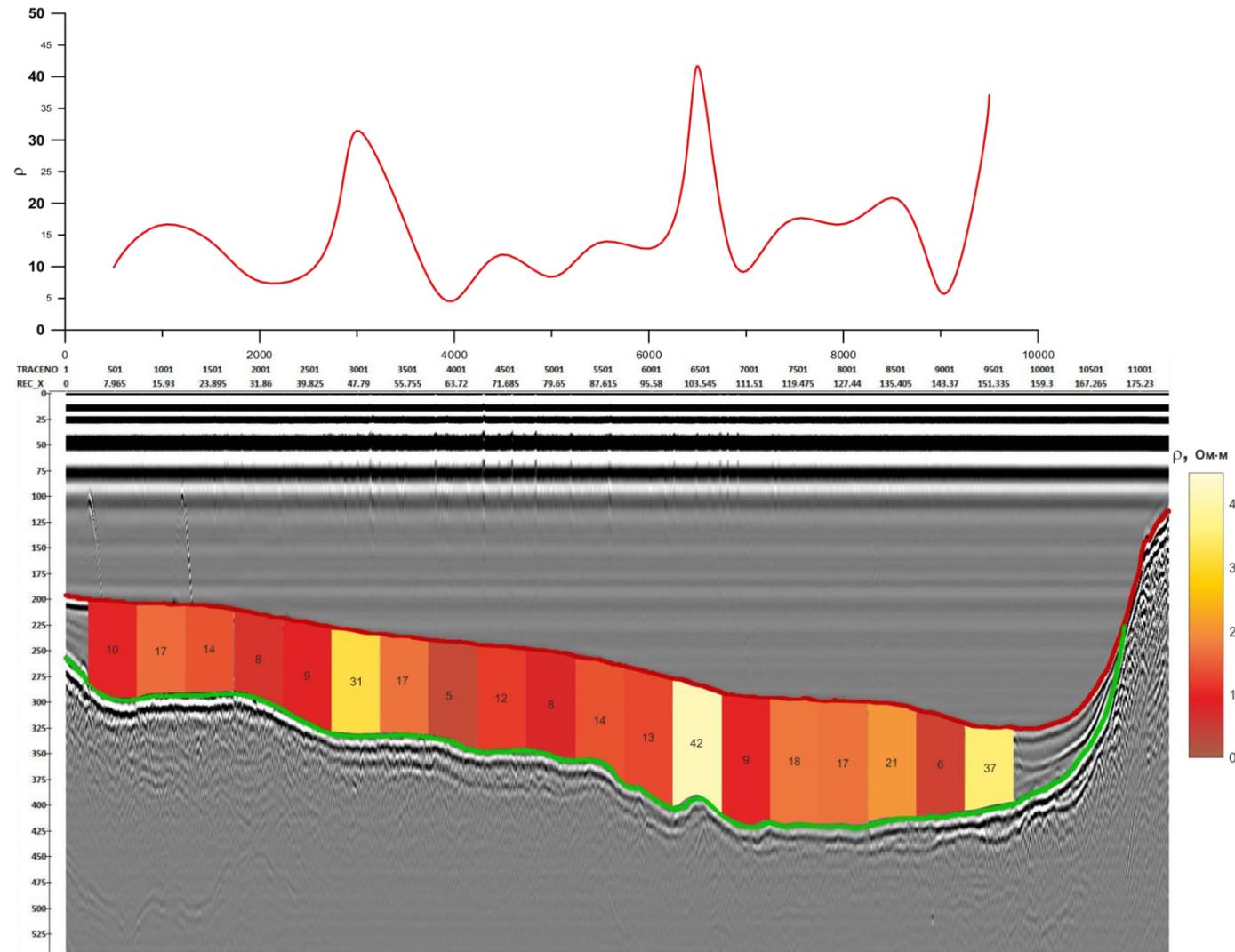


Рисунок 3.9. Значения удельного электрического сопротивления в слое вдоль профиля на Нильмозере. Сверху – график изменения УЭС, снизу – латеральная карта изменения УЭС вдоль профиля.

3.5 Озеро Верхнее

На озере Верхнее было выполнено несколько профилей. Схема расположения профилей показана на рисунке 3.10. Такое расположение профилей позволяет получить данные по площади.

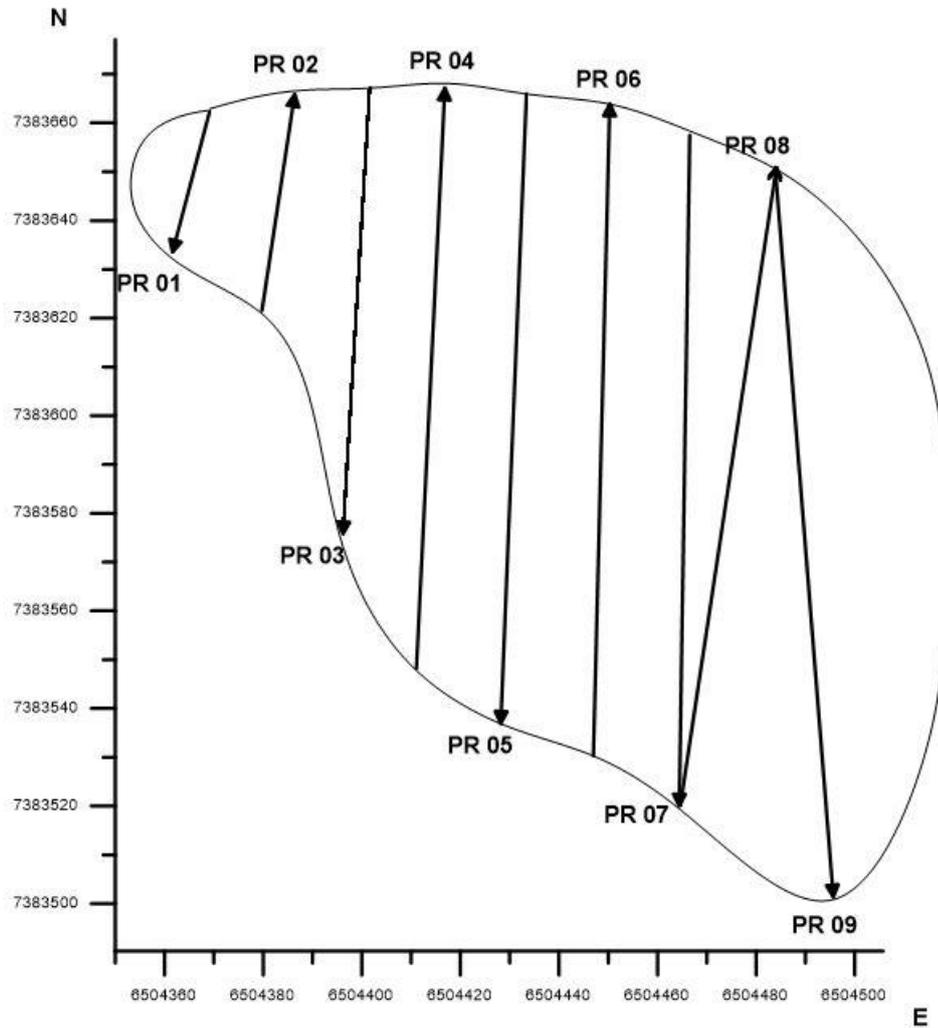


Рисунок 3.10. Схема расположения георадиолокационных профилей на озере Верхнее.

Один из фрагментов радарограммы показан на рисунке 3.11.

Радарограммы всех профилей приведены в приложениях 4- 12.

Исследования проводились в слое 1 между границей, соответствующей отражению от дна (рисунок 3.11) и первой поддонной границей.

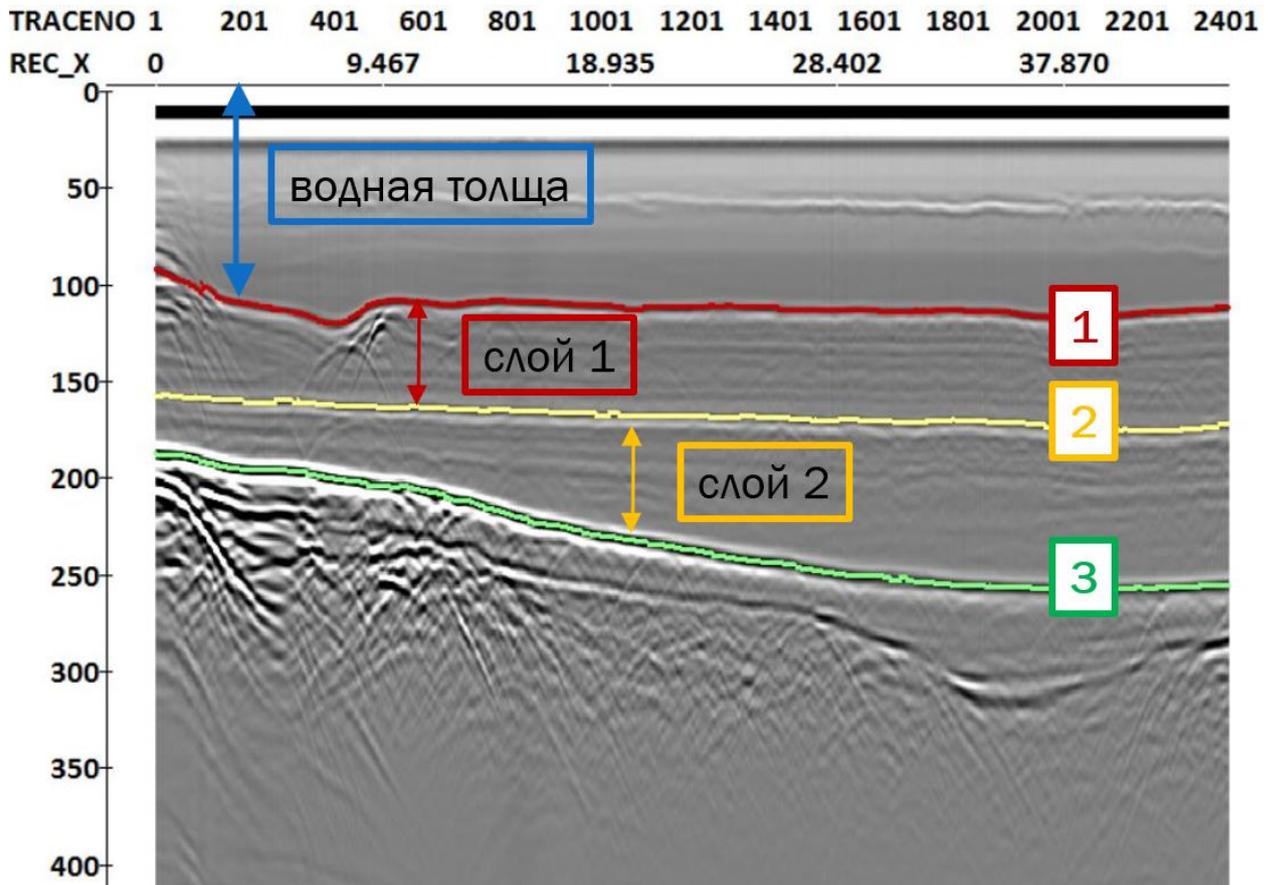


Рисунок 3.11. Фрагмент радарограммы по озеру Верхнее. 1 – донная граница, 2 – первая поддонная граница, 3 – вторая поддонная граница.

С точки зрения анализа волновых картин по профилям на озере Верхнее, в рассматриваемом слое выделение георадиолокационных фаций по типу волновой картины затруднено, так как на многих участках она осложнена дифрагированными волнами от различных объектов, т.е. не связана с литологическими изменениями. Тем не менее, была выделена «хаотическая» фация, в которой оси синфазности либо отсутствуют, либо их значительно меньше, чем на соседних участках (рисунок 3.12).

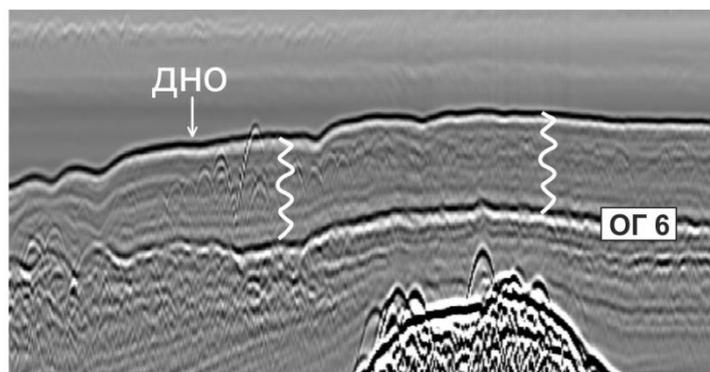


Рисунок 3.12. Фрагмент георадиолокационного профиля с примером «хаотической» фации в слое 1 (показана белыми вертикальными линиями).

Следует отметить, что изучаются не абсолютные значения проводимости σ , а ее латеральная изменчивость внутри слоя для заданной частоты антенны. Независимые определения проводимости σ для донных осадков отсутствуют. Причинами изменения проводимости σ могут быть латеральные изменения изменение глинистости внутри слоя.

В результате получены графики зависимости $\alpha(\omega)$ для каждой трассы – показаны на рисунке 3.13. Все графики зависимости $\alpha(\omega)$ для каждой трассы для каждого профиля представлены в приложениях 13- 16.

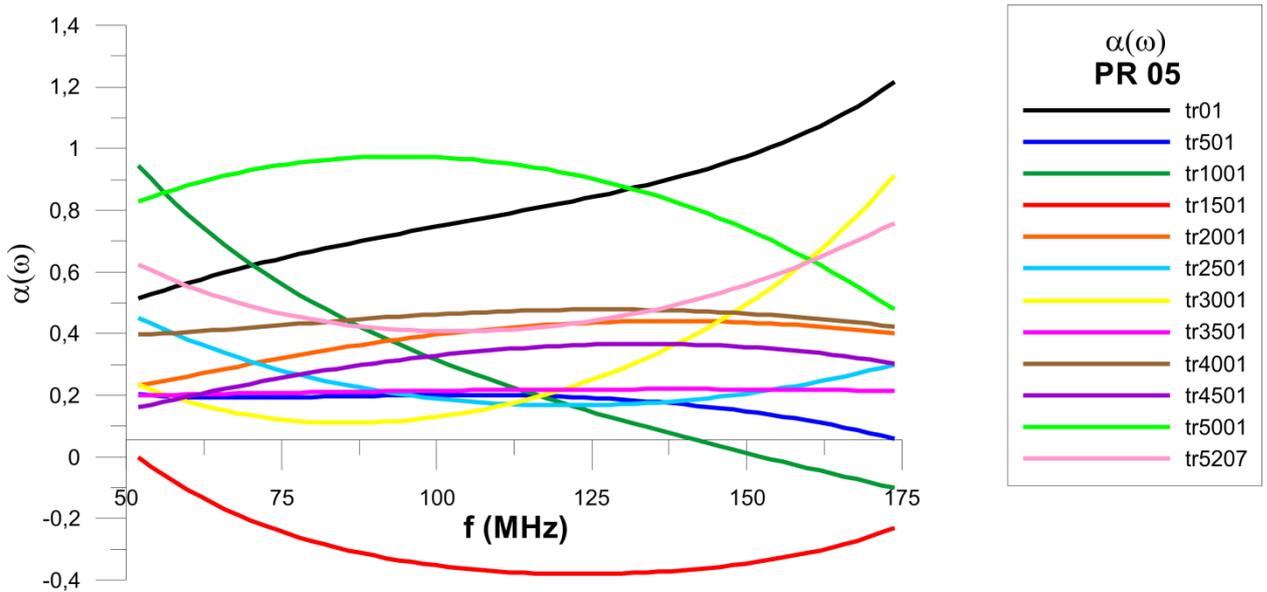


Рисунок 3.13. Графики зависимости коэффициента поглощения $\alpha(\omega)$ от частоты для каждой трассы.

И для каждого профиля через каждые 500 трасс (начиная с 1-ой) получены значения α_0 для полосы частот шириной 125 МГц – от 50 до 175 МГц для данной антенны (рисунок 3.14).

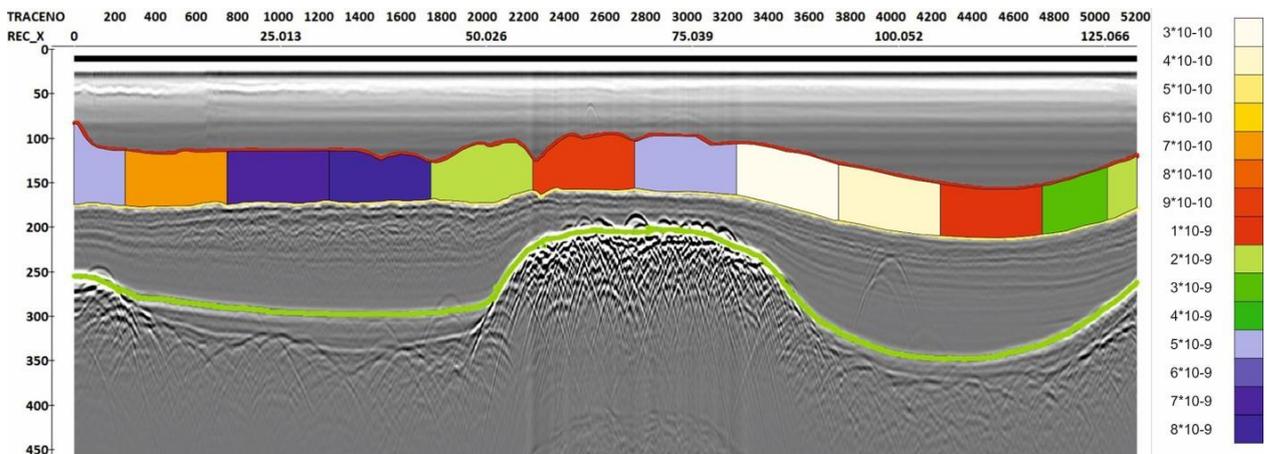


Рисунок 3.14. Изменение α_0 вдоль профиля 5

Далее для значений $\frac{\partial \alpha}{\partial f}(f)$ на каждом профиле построена карта (рисунок 3.15)

Рассчитаны значения проводимости σ (по формуле 2.37) и значения удельного электрического сопротивления ρ и построена карта (рисунок 3.16)

Таким образом, на заданной частоте антенны есть возможность расчета коэффициента поглощения α_0 , и оценки проводимости σ (а вместе с тем и удельного электрического сопротивления ρ).

Как видно из рисунка 3.15 изменчивость коэффициента поглощения α_0 составляет от 1 до 10. Значения УЭС колеблются от 20 до 60 Ом·м (рисунок 3.16).

Сопоставляя карты изменений значений УЭС и расположения зон «хаотической» фации, показало, что в целом «хаотическая» фация совпадает в плане с зонами пониженного УЭС (удельного электрического сопротивления) и пониженного коэффициента поглощения в слое 1. Для выводов о связи этих параметров с литологией отложений, очевидно, необходима заверка пробоотбором. Но, если опираться на палетку А. А. Рыжова значения удельного сопротивления 20-60 Ом·м соответствуют глинистости 15-5 % соответственно, что отвечает по классификации В. Т. Трофимова супесям (до 10%) и суглинкам (более 10%).

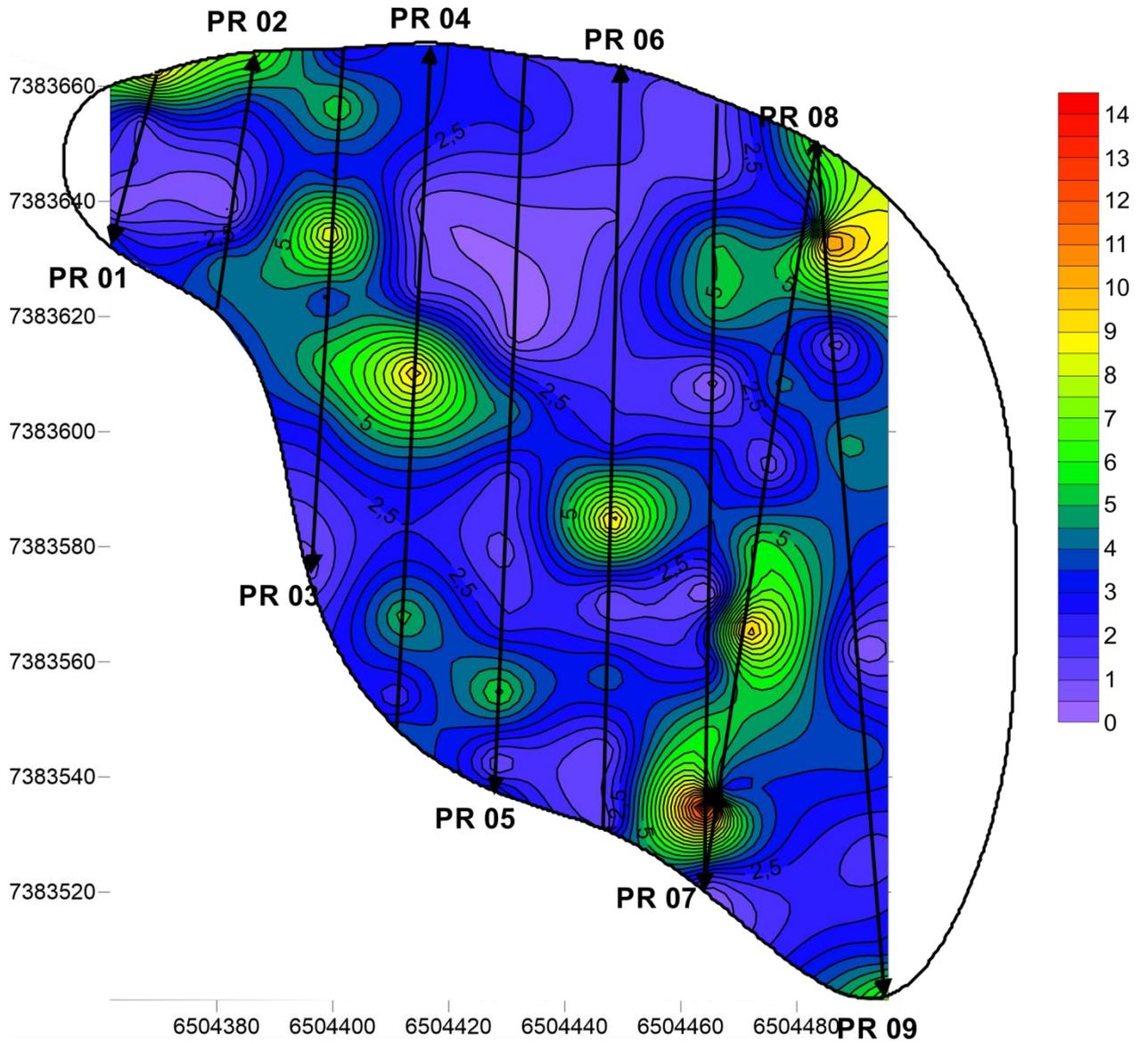


Рисунок 3.15. Карта α_0 на частоте 110 МГц

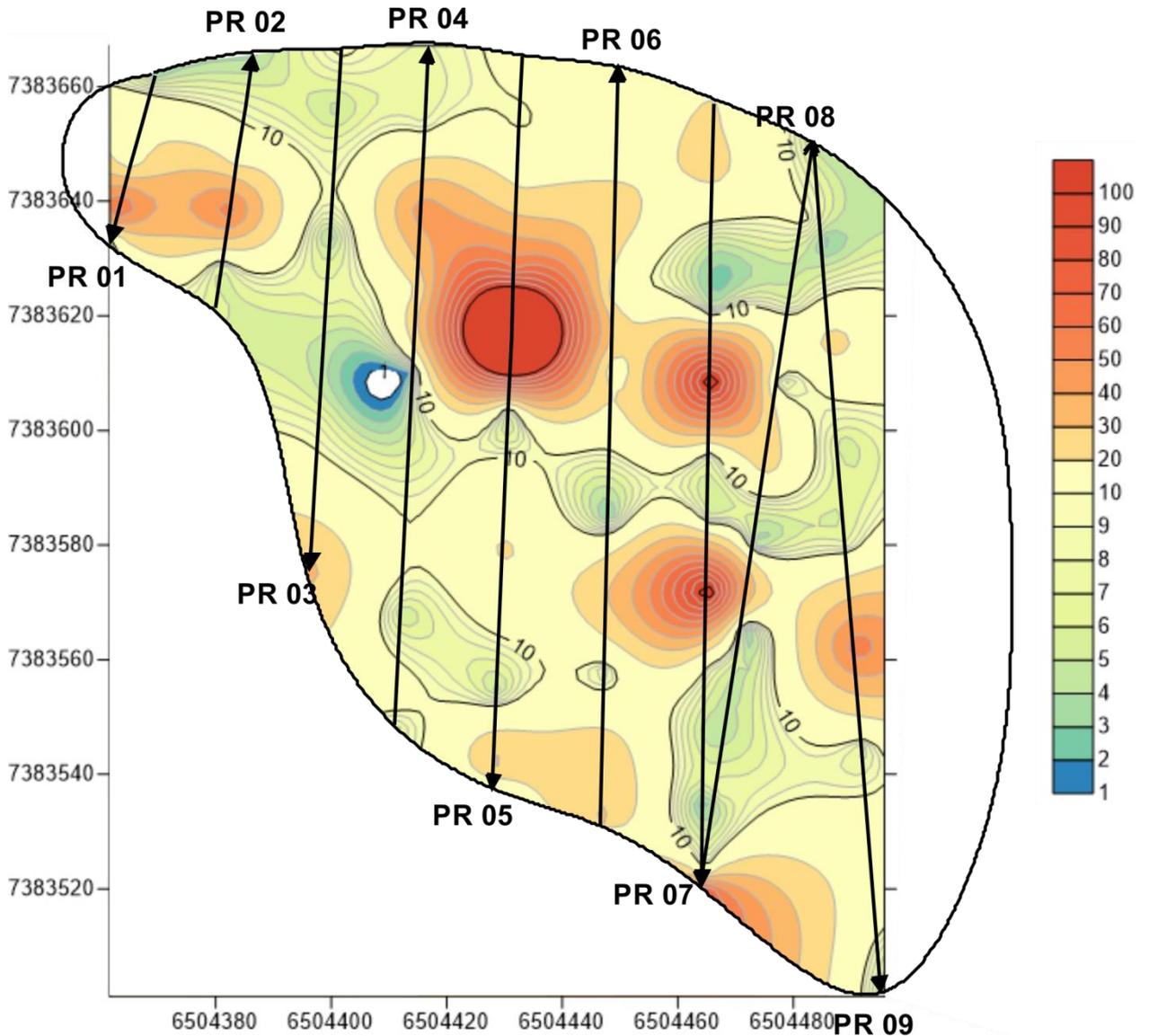


Рисунок 3.16. Карта УЭС на оз. Верхнее.

3.6 Выводы к главе 3

Анализируя получившиеся результаты, можно сказать, что предложенный метод может применяться для оценки проводимости и удельного электрического сопротивления на акваториях, как для решения экологических задач, связанных с определением минерализации, и соответственно, уровня загрязнения водной толщи, так и для оценки латеральной изменчивости в литологии поддонных осадков.

Но у данной методики есть ряд ограничений и допущений. Во-первых, предполагается, что водная толща однородна по вертикали и вклад удельного сопротивления водной толщи в значения сопротивлений в донных осадках никак не учитывается. Во-вторых, при небольших мощностях слоя импульсы отраженных сигналов

между двумя исследуемыми границами интерферируют, и выбрать окно для расчета модуля спектра не представляется возможным. В-третьих, в случае, когда амплитуда отражения от донной границы меньше, чем амплитуда отражения от первой поддонной границы, появляются отрицательные значения в расчете логарифма отношения модулей спектров. В-четвертых, если в спектрах двух импульсов за счет очень большого поглощения в данном слое не перекрываются полосы частот, дальнейшие расчеты бесполезны.

Наряду с другими методами измерения УЭС воды, такими как, например, резистивиметрия, методы естественного поля, метод георадиолокации также может использоваться для определения УЭС воды в случае, если на радарограмме присутствуют кратные отражения от дна. Преимущество по сравнению с другими методами заключается в том, что в ходе георадиолокационных исследований можно проследить латеральную изменчивость внутри водного слоя вдоль всего профиля, тогда как другие методы дают точечные значения. Такого рода прослеживание может облегчить решение экологических задач, связанных с установлением загрязненности водоемов, или же вопросов различий в минерализации, связанных, например, с разгрузкой грунтовых вод или притоком других водотоков.

В предложенной методике также вызывает трудности геологическая интерпретация получаемых значений. Поэтому, в силу отсутствия первичной геологической информации, единственной причиной, к которой можно отнести латеральные изменения сопротивления в данном случае, - это изменения в глинистости внутри слоя, опираясь на палетку А.А. Рыжова. С другой стороны, на изменение сопротивления могут влиять и другие параметры среды: минерализация вышележащей толщи и изменение пористости, флюидонасыщенности осадков и т.д.

Заключение

В представленной работе предложена методика измерения динамических характеристик среды в лабораторных условиях с использованием кратных волн. Преимущество такого подхода заключается в возможности изменять длины пробега волны в среде, не меняя при этом размеры образца, без изменения условий возбуждения и приема сигнала и без дополнительных измерений. Данный подход позволяет охарактеризовать модель среды эффективными значениями действительной и мнимой частей комплексной относительной диэлектрической проницаемости, как функций частоты в диапазоне частот возбуждаемого сигнала.

В свою очередь данные значения позволяют изучать частотно зависимые коэффициент поглощения и проводимость, которые несут информацию о петрофизических параметрах модели. Данный анализ по аналогии с сейсморазведкой может стать основой для последующего атрибутивного анализа.

Важный вопрос развития современной георадиолокации лежит в области определения физических свойств грунтов и их количественной оценке. В представленной к защите работе проводится анализ, направленный на определение удельного электрического сопротивления грунтов на полевых данных, полученных на пресноводных акваториях. Из данного физического параметра среды выявляется связь латерального изменения свойств с литологическими особенностями разреза.

В работе представлены данные лабораторных измерений на различных расстояниях до отражающей границы и различных базах (совмещенные приемник-источник и раздельные приемник-источник), что дает возможность анализа на отраженных и проходящих волнах, и результаты этих измерений для выявления некоторых аномальных эффектов георадиолокационной записи. Проводится анализ динамических характеристик записи путем анализа отношения логарифмов модулей спектров двух импульсов, прошедших различные пути в среде. С использованием предложенной методики, предложен способ оценки зависимости поглощения от частоты и влажности, проведена оценка коэффициента поглощения и расчет проводимости на основе коэффициента поглощения.

На основании представленной диссертации разработана методика оценки проводимости придонного слоя и ее изменчивости по латерали на пресноводных водоемах с помощью георадиолокации. В свою очередь, получаемые результаты позволяют судить о степени загрязнения придонных осадков, гидрологическом режиме и истории осадконакопления придонного слоя.

Список использованной литературы

1. Ампилов Ю.П. Поглощение и рассеяние в неоднородных средах / Ю.П. Ампилов. – Москва: Недра, 1992. 155 с.
2. Батракова А. Г. Применение георадаров для оценки влажности и инфильтрации в слоях конструкций дорожных одежд / А. Г. Батракова, С. Н. Урдзик, В. А. Процюк // Автомобільні дороги і дорожнє будівництво. — 2012. — Вип. 83. — С. 13-18.
3. Боярский Д. А. Влияние связанной воды на диэлектрическую проницаемость влажных и мерзлых почв / Д. А. Боярский, В. В. Тихонов // [М.] — 2003. — Сер. Пр-2084 Российская академия наук. Институт космических исследований
4. Владов М. Л. Экспериментальное изучение линейных объектов методом георадиолокации / М. Л. Владов, **А. М. Пятилова**, А. Ю. Калашников // Геофизика. — 2010. — № 2. — С. 65–70.
5. Владов М. Л. Введение в георадиолокацию. (рекомендовано УМС по геологии УМО по классическому университетскому образованию в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по специальности 011200 Геофизика) / М. Л. Владов, А. В. Старовойтов // Издательство МГУ Москва — 2005. — 154 с.
6. Владов М.Л. Георадарные наблюдения для оценки проводимости геологической среды. Лабораторный эксперимент / М. Л. Владов, В. В. Капустин, **А. М. Пятилова**, А. В. Кувалдин // Геофизические исследования. — 2017. — Т. 18, № 3. — С. 5–16.
7. Владов М.Л. Об аномальных эффектах при георадиолокационных лабораторных измерениях / М.Л. Владов, **А. М. Пятилова** // Геофизика. — 2016. — № 1. — С. 62–69.
8. Владов М.Л. Оценка поглощающих свойств среды при георадиолокационных исследованиях в лабораторных условиях / М.Л. Владов, **А. М. Пятилова** // Геофизика. — 2015. — № 6. — С. 55–61.
9. Владов М. Л. Георадиолокация: от физических основ до перспективных направлений / М. Л. Владов, М. С. Судакова // — Геос, Москва, 2017. — 240 с.
10. Владов М. Л. Влияние водного слоя на глубинность георадиолокационных исследований на пресноводных акваториях / М.Л. Владов, **А. М. Пятилова** // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2009. — №1 — С. 63–66.
11. Воларович М. П. Механика горных пород при высоких давлениях / М. П. Воларович, И. С. Томашевская, В. А. Будников // М.: Наука — 1979. — 152 с.

12. Ермолов В. А. Подмосковная геологическая практика. Учебное пособие / В. А. Ермолов, В. С. Зайцев, Л. Н. Ларичев, А. А. Парфенов, Г. Н. Харитоненко // Изд. МГУ, М. — 1999.
13. Ефимова Н.Н. Применение георадиолокации при решении задач инженерной геофизики: автореф. дис. канд. техн. наук. СПб.: 1999. 16 с.
14. Калинин А. В. Оценка глубинности георадиолокационных исследований на основе классической теории / А. В. Калинин, М. Л. Владов, Н. В. Шалаева // Вестник МГУ, сер. Геология — 2003. — №3 — С. 44–48.
15. Калинин В. В. Трансформация спектра волновых геофизических сигналов в нелинейных геологических средах / В. В. Калинин, М. Л. Владов, А. Н. Ошкин // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология — 2010 — №3 — С. 63-68
16. Кобранова В. Н. Петрофизика. Учеб. для вузов по спец. «Геофиз. методы поисков и разведки месторождений полез. ископаемых», 2-е изд. / В. Н. Кобранова //, М., Недра, 1986. с. 141-185.
17. Кочеткова Т.Д. Температурные зависимости спектров диэлектрической проницаемости воды и водных растворов спиртов в области релаксации. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. Томск, 2003.
18. Кузин А.М. О природе вертикальных зон интенсивности сейсмической записи. 4-ая Международная научно-практическая конференция «Современные методы сейсморазведки при поисках месторождений нефти и газа в условиях сложнопостроенных структур (Сейсмо-2013)
19. Лаломов Д. А. Установление зависимости между минерализацией и добротностью на основе георадиолокационных данных / Д. А. Лаломов, В. В. Глазунов // Георесурсы — 2017. — Т. 19. — № 1. — С. 69-77.
20. Ландау Л. Д. Теоретическая физика. Том VIII. Электродинамика сплошных сред / Л. Д. Ландау, Е. М. Лифшиц // М.: Наука, 1982.
21. Логинов К. И. Нелинейные волновые поля в акустическом каротаже и вибрационной сейсморазведке / К. И. Логинов, А. П. Жуков, М. Б. Шнеерсон, И. В. Логинов // ООО «Издательство ГЕРС» — 2012 — 88 с.
22. Петкевич Г.И. Информативность акустических характеристик неоднородных геологических сред / Г. И. Петкевич // Киев: Наукова Димка — 1976 — 214с.
23. Петровский А.Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике. / А. Д. Петровский // М.: ЦНИГРИ. Изд. второе, дополненное — 2001.

24. Пиоро Е. В. Влияние влажности на скорость распространения упругих волн в глинистых грунтах. / Е. В. Пиоро, А. Н. Ошкин, Т. С. Тырина // Геофизика. — 2014. — №1. — С. 57-62.

25. Родионов А. И. Физическое моделирование различных геометрических параметров локальных объектов с применением метода георадиолокации / А. И. Родионов, П. А. Рязанцев, И. С. Киброев // Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Петрозаводск, 1 -5 октября 2018 г

26. Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных / А. В. Старовойтов // М: МГУ, 2008 г. 191 с.

27. Старовойтов, А. В. Строение осадочного чехла на пресноводных озерах полуострова Киндо вблизи Беломорской биологической станции МГУ по данным георадиолокации и бурения / А. В. Старовойтов, К. З. Валиуллина, А. Н. Ошкин, **А. М. Пятилова** // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. — 2019. — № 6. — С. 87–99.

28. Старовойтов А. В. Выделение пустот методом георадиолокации / А. В. Старовойтов, **А. М. Пятилова**, Н. В. Шалаева, А. Ю. Калашников // Инженерные изыскания. — 2013 —№13. — С. 26–33.

29. Старовойтов А.В. Возможности георадиолокации при изучении ослабленных зон в верхней части разреза / А. В. Старовойтов, **А. М. Романова**, А. Ю. Калашников // Инженерные изыскания. — 2011. — № 4 — С. 62–70.

30. Старовойтов А. В. Возможности георадиолокации при изучении четвертичных отложений в озерах Карелии / А. В. Старовойтов, М. Ю. Токарев, А. Л. Марченко, Д. А. Субетто, А. Е. Рыбалко, М. И. Алешин // Труды Карельского научного центра российской академии наук. №5, 2016

31. Судакова М.С. Сравнение аналитических зависимостей диэлектрической проницаемости сложнопостроенных (слоистых) сред с результатами лабораторного физического моделирования /М. С. Судакова // Российская конференция студентов и аспирантов Планета Земля глазами молодых учёных, Тезисы докладов, Москва, 2009, с. 171-175

32. Таллалов А. Д. О структурном механизме частотной дисперсии электрических свойств гетерогенных горных пород. / А. Д. Талалов, Д. С. Даев // Физика Земли. — 1996 — № 8 — С. 56 – 66.

33. Титов А. В. Физическое моделирование распространения георадарных сигналов при решении геокриологических задач / А. В. Титов, Д. И. Петлеваний, С. С. Крылов // Инженерные изыскания — 2014. — № 12. — С. 10-16.
34. Трофимов В. Т. Грунтоведение (издание 6) / В. Т. Трофимов, В. А. Королев, др. // — М.: Изд-во Моск. ун-та — 2005. — 1024 с.
35. Федорова Л. Л. Исследование изменения параметров георадиолокационных сигналов в процессе оттайки мерзлых дисперсных горных пород различной влажности. / Л. Л. Федорова, Д. В. Саввин, К. О. Соколов, Г.А. Куляндин // Наука и образование. — 2016. №3. — С. 42-46.
36. Финкельштейн М. И. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. Под редакцией М.И.Финкельштейна. / М. И. Финкельштейн, В. А. Кутаев, В. П. Золотарев // — М.:Недра, 1986.
37. Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). / Р. Хорн // Москва: Мир, 1972. - 398 с. : ил.; 27 см. - Науки и Земле. Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии; Т. 47.
38. Чеников И.В. Химия и физика нефти: учебное пособие / И. В. Чеников // Кубан. гос. технол. ун-т. -Краснодар: Изд. КубГТУ, 2010.
39. Шевнин В. А. Петрофизический подход к электрическим свойствам рыхлых грунтов / В. А. Шевнин, Д. А. Квон, А. А. Рыжов// Записки Горного института. — 2017. — Т. 226. — С. 397–404.
40. Эпов М. И. Электромагнитное зондирование флюидонасыщенного слоистого коллектора наносекундными импульсами. / М. И. Эпов и др.// Геология и геофизика — 2007 — т. 48 — № 12 — С. 1357—1365.
41. Annan A.P. Transmission dispersion and GPR. / A. P. Annon // JEEG — January 1996 — V.0 — P.125-136.
42. Archie G.E. The electrical resistivity log as a aid in determining some reservoir characteristics, Trans. / G. E. Archie // AIME — 1942 — V.146 — P. 54-62.
43. Balanis C. A. Advanced engineering electromagnetics. / C. A. Balanis // Wiley — 1989 — P. 981.
44. Bano M. Constant dielectric losses of ground-penetrating radar waves / M. Bano // Geophysical Journal International — 1996 — V.124. — P. 279-288.
45. Charles E. E. Using ERI to Apply an Inverse Q* Filter to GPR Data. / E.E. Charles, J-M. Maillol // Back to Exploration – 2008 CSPG CSEG CWLS Convention — 2008 — P. 127-131.

46. Daniels D.J. Ground Penetrating Radar, Radar, Sonar, Navigation and Avionics Series / D. J. Daniels // The Institute of Electrical Engineers, London, UK — 2004.
47. Davis J.L. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy / J. L. Davis, A. P. Annan A.P // Geophysical Prospecting — 1989— № 37 — P. 531-551
48. Ellison W.J. Water: a dielectric reference / W. J. Ellison, K. Lamkaouchi, J.-M. Moreau // J. Mol. Liquids. — 1996. — v. 68. — P. 171–279
49. Forte E. A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data. / E. Forte, M. Dossi, R. R. Colucci, M. Pipan // Journal of Applied Geophysics. —2013. — V.99. —P. 135-145
50. Galagedara L.W. Field studies of the GPR ground wave method for estimating soil water content during irrigation and drainage / L. W. Galagedara, G. W. Parkin, J. D. Redman, P. von Bertoldi, A. L. Endres // Journal of Hydrology. — 2005. — V. 301. — Issue 1. — P. 182-197.
51. Huisman J.A. Mapping spatial variations on surface water content: comparison of ground-penetrating radar and time domain reflectometry. / J. A. Huisman, J.J.J.C. Snelvangers, W. Bouten, G. B. M. Heuvelink // J. Hydrol. — 2002. — 269 — P.192-207.
52. Hunter L. Downhole GPR for high-resolution analysis of material properties near Fairbanks, Alaska. / L. Hunter, A. Delaney, D. Lawson, Les Davis // Ground penetrating radar in Sediments. Geological society, London, Special Publication — 2003 — P.275-285.
53. Irving J.D. Removal of wavelet dispersion from ground-penetrating radar data / J. D. Irving, R. J. Knight //Geophysics. — 2003. — V.68. — No3. — P.960-970.
54. Jol H. M. Ground Penetrating Radar Theory and Applications / H. M. Jol // Elsevier Science — 2009 — P.524.
55. Jol H.M. Ground penetrating radar antennae frequencies and transmitter powers compared for penetration depth, resolution and reflection continuity / H. M. Jol // Geophysical Prospecting — 1995. — 43. — P. 693 – 709.
61. Kaatze U. Hydrogen Network Fluctuations and dielectric spectrometry of liquids. / U. Kaatze, R. Behrends, R. Pottel // Journal of Non-Crystalline Solids. —2002. — V. 305. — P. 19-28
62. Kirsch R. Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology / R. Kirsch // Springer, 2006. — 493 pp.
63. Kjartansson E. Constant Q-wave propagation and attenuation / E. Kjartansson // Journal of Geophysical Research. — 1979 — 84 — P. 4737 – 4748

64. Liu L. Radar attenuation tomography using the centroid frequency downshift method / L. Liu, J. W. Lane, Y. Quan // *Journal of Applied Geophysics* — 1998. — 40. — P.105-116.
65. Liu L. Radar wave scattering loss in a densely packed discrete random medium: numerical modeling of a box-of-boulders experiment in the Mie regime / L. Liu, Z. Li, S. Arcone, L. Fu, Q. Huang // *Journal of Applied Geophysics*. — 2013. — V. 99. — P. 68-75.
66. Markovaara-Koivisto M. The effect of fracture aperture and filling material on GPR signal / M. Markovaara-Koivisto, T. Hokkanen, E. Huuskonen-Snicker // *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. — 2014. — V. 73. — P. 815-823.
67. *Near-Surface Geophysics*, ed. Dwain K. Butler, Society of exploration geophysics, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 2005.
68. Neto P.X. A practical approach to correct attenuation effects in GPR data. / P. X. Neto, W. Eugênio de Medeiros // *Journal of Applied Geophysics*. — 2006. — V.59. — P. 140-151.
69. Noon D.A. A frequency-independent characterization of GPR penetration and resolution performance. / D. A. Noon, G. F. Stickley, D. Longstaff // *Journal of Applied Geophysics*. — 1998. — 40. — P. 127 – 137.
71. Olhoeft G. R. Laboratory measurements of the radio frequency electrical and magnetic properties of soils from Yuma, Arizona: U.S.G.S. / G. R. Olhoeft, D. E. Capron // *Open-File Report 93-701*, 1993, 214 p.
77. Saarenketo T. Applications of Geophysical Methods to Sand, Gravel and Hard Rock Aggregate Prospecting in Northern Finland. / T. Saarenketo, P. Maijala // *In Aggregates – Raw Materials' Giant, Report on the 2nd International Aggregates Symposium, Erlangen, Germany, October 22-27, 1994*, G.W. Luttig (ed.), pp. 109-123.
78. Saarenketo T. Road evaluation with ground penetrating radar. / T. Saarenketo, T. Scullion // *Journal of Applied Geophysics*. — 2000. — V. 43 — P. 119-138.
79. Sagnard F. Using polarization diversity in the detection of small discontinuities by an ultra-wide band ground-penetrating radar / F. Sagnard, E. Tebchrany // *Measurement*. — 2015. — V. 61. — P. 129-141.
80. Sams M. The validity of Q estimates from borehole data using spectral ratios. / M. Sams, D. Goldberg // *Geophysics*. — 1990. — V.55. — № 1. — P. 97-101.
81. Scullion T. COLORMAP - User's Manual with Case Studies / T. Scullion, Y. Chen, C. L. Lau // *Texas Transportation Institute Report, 1341 -1*, College Station, Texas, November 1995.

82. Seleznev N. V. Theoretical and Laboratory investigation of dielectric properties of partially saturated carbonate rocks / N. V. Seleznev // Delft University Press. — 2005. — P. 192
83. Sen P.N. A self-similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads / P. N. Sen, C. Scala, M. H. Cohen // Geophysics. —1981. — V. 46 — P. 781-795.
84. Steelman C. M. Assessing vertical soil moisture dynamics using multi-frequency GPR common-midpoint soundings / C. M. Steelman, A. L. Endres // Journal of Hydrology. — 2012. — 436 —P. 51-66
85. Stratton J.A. Electromagnetic theory. New York; London : McGraw-Hill Book Company, Inc., 1941. P.648.
86. Topp G.C. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in Coaxial Transmission Lines / G. C. Topp, J. L. Davis, A. P. Annan // Water Resources Research. — 1980. — V.16 — № 3. — P.574-582.
91. Turner G. Constant Q attenuation of subsurface radar pulses. / G. Turner, A. F. Siggins // Geophysics. — 1994. — 59. — P. 1192– 1200.
93. Uematsu M. Static dielectric constant of water and steam / M. Uematsu, E. U. Franck //J. Phys. Chem. Ref. Data. —1980. — V. 9. — № 4
94. Wunderlich T. Absorption and frequency shift of GPR signals in sandy and silty soils: empirical relations between quality factor Q, complex permittivity and clay and water contents / T. Wunderlich, W. Rabbel // Near Surface Geophysics. — 2013. — V.11. — № 2. — P. 117-127.
95. Zhang Ch. Estimation of quality factors from CMP records. / Changjun Zhang, J. Tadeusz // Geophysics — Vol. 67 — NO. 5 — September-October, 2002. — P. 1542 – 1547
96. Интернет-ресурс. Water structure and science (Martin Chaplin) (<http://www.lsbu.ac.uk/water/chaplin.html>)
97. Интернет-ресурс. Научно-популярная энциклопедия «Вода России» (<https://water-rf.ru/>) // Михайлов В.Н., Михайлова М.В. «Соли в озерной воде»
98. Интернет-ресурс. Сайт компании-разработчика георадиолокационного оборудования Radar Systems Inc. (<http://www.radsys.lv/en/index/>)

Список иллюстраций

Рисунок 1.1. Зависимость поглощения от частоты для водонасыщенных глинистых грунтов (красная линия), сухих глинистых грунтов (зеленая линия), насыщенных песчаных грунтов (желтая линия) и сухих песчаных грунтов (синяя линия). Пунктирные линии аппроксимируют зависимость поглощения в полосе частот антенны с центральной частотой 500 МГц (показана серым цветом) (Olhoeft и Carpon, 1993).....	23
Рисунок 1.2. Гипербола дифрагированной волны (Daniels, 2004).....	25
Рисунок 1.3. Метод общей глубинной точки (по Daniels, 2004).....	26
Рисунок 1.4. Методики геофизической съемки (по Daniels, 2004).....	27
Рисунок 1.5. Георадиолокационные профили, полученные над железной трубой с изменением ориентировки антенн (красной пунктирной линией показана первая фаза дифрагированной волны). Цифры показывают угол пересечения профиля с трубой.....	32
Рисунок 1.6. Изменение первой фазы дифрагированной волны с положительной на отрицательную при прохождении профилей над железной и пластиковой трубами (красной пунктирной линией показана первая фаза дифрагированной волны).....	33
Рисунок 1.7. Модельное представление влажной почвенной среды (Боярский, Тихонов, 2003).....	35
Рисунок 1.8. Модельное представление мёрзлой почвы (Боярский, Тихонов, 2003).....	36
Рисунок 1.9. Связь диэлектрической проницаемости с влажностью материалов: а) слоя щебня; б) грунтов при различном коэффициенте уплотнения. (Батракова и др., 2012)	37
Рисунок 1.10. Спектр комплексной диэлектрической проницаемости воды при 25°C (Ellison, et al., 1996).	39
Рисунок 1.11. Действительная (а) и мнимая (б) составляющие диэлектрической проницаемости воды в области фазового перехода (Кочеткова Т.Д., 2003).	40
Рисунок 1.12. Диэлектрическая проницаемость и диэлектрические потери воды между +0°C и 100°C. Стрелки указывают на увеличение температуры (http://www.lsbu.ac.uk/water/chaplin.html).....	41
Рисунок 1.13. Диэлектрическая проницаемость и диэлектрические потери воды в зависимости от концентрации солей (http://www.lsbu.ac.uk/water/chaplin.html).....	42
Рисунок 1.14. Температурные зависимости ϵ' песчано-глинистых пород, $f=0,5$ ГГц, эоловый песок и лёсс при различных влажностях (Hunter et al., 2003).	43

Рисунок 1.15. Зависимости ϵ' песчано-глинистых грунтов от объёмной водонасыщенности при положительных температурах. Сводные данные многих авторов, $f=50\text{МГц} - 1\text{ГГц}$. (Near-Surface Geophysics, 2005).....	44
Рисунок 1.16. Зависимость ϵ' газонасыщенных полимиктовых пород от коэффициента объёмной глинистости $k_{г\text{л}v}$ у песчаников и алевролитов мезозоя Западной Сибири (по Ю.Л. Брылкину, Л.И. Дубману, Е.И. Леонтьеву); 1 – полимиктовые песчаники и алевролиты, 2 – породы с повышенным содержанием гидрослюдистого цемента, 3 – линия регрессии, частота 1МГц (Кобранова, 1986).	45
Рисунок 1.17. Точечные диаграммы для скоростей упругих волн при различной влажности природных грунтов: 1, 2 – суглинок тяжелый песчанистый; 3, 4 – суглинок тяжелый песчанистый (Пиоро, Ошкин, Тырина, 2014).	47
Рисунок 2.1. Положение антенн относительно сторон параллелепипеда.....	52
Рисунок 2.2. Геометрия возможных волн, которые могут прийти в случае измерений на раздельной базе R_x/T_x в плоскости SH	52
Рисунок 2.3. Запись измерений на совмещенной базе R_x+T_x	54
Рисунок 2.4. Запись измерений на раздельной базе R_x/T_x	55
Рисунок 2.5. Схема появления кратных отражений при исследованиях с раздельными приемником и источником (R_x/T_x). Красными кружками отмечены точки отражения на границе среда-воздух.	56
Рисунок 2.6. Схема появления кратных отражений при исследованиях с совмещенными приемником и источником (R_x+T_x). Красными кружками отмечены точки отражения на границе среда-воздух.	56
Рисунок 2.7. Контейнер для измерений.....	57
Рисунок 2.8. Запись измерений на совмещенной базе R_x+T_x . В левой части (с 1 по 10 трассу) представлены результаты измерений на расстоянии 27 см, в правой (с 11 по 21 трассу) – результаты измерений на расстоянии 39 см. Красными пунктирными линиями показаны времена прихода полезных отражений, зелеными – волны-помехи. Справа выведены амплитудные спектры отраженных сигналов в (в процентах от условного максимума).....	59
Рисунок 2.9. Запись измерений на раздельной базе R_x/T_x . В левой части (с 1 по 10 трассу) представлены результаты измерений на расстоянии 39 см, в правой (с 11 по 21 трассу) – результаты измерений на расстоянии 27 см. Красными пунктирными линиями показаны времена прихода полезных отражений, зелеными – волны-помехи. Справа выведены амплитудные спектры отраженных сигналов в процентах (в процентах от условного максимума).....	60

- Рисунок 2.10.** Радарограммы и единичные трассы измерений с сухим песком и песком с добавлением 1 л воды на отдельной базе (R_x/T_x) и совмещенной (R_x+T_x) вдоль сторон контейнера длиной $L=27$ см и $L=39$ см. Красной линией отмечены времена первого вступления отраженной волны.....62
- Рисунок 2.11.** Радарограммы и единичные трассы измерений с песком с добавлением 1,5 л воды и песком с добавлением 2 л воды на отдельной базе (R_x/T_x) и совмещенной (R_x+T_x) вдоль сторон контейнера длиной $L=27$ см и $L=39$ см. Красной линией отмечены времена первого вступления отраженной волны.63
- Рисунок 2.12.** Радарограммы и единичные трассы измерений с песком с добавлением 2,5 л воды и песком с добавлением 3 л воды на отдельной базе (R_x/T_x) и совмещенной (R_x+T_x) вдоль сторон контейнера длиной $L=27$ см и $L=39$ см. Красной линией отмечены времена первого вступления отраженной волны.64
- Рисунок 2.13.** Графики зависимости скорости прохождения электромагнитной волны от влажности на отдельной (R_x/T_x) и совмещенной (R_x+T_x) базах при разных расстояниях до отражающей границы $L=27$ см (а) и $L=39$ см (б). Кружками обозначены практические значения, линиями – область с погрешностью 10%.65
- Рисунок 2.14.** Графики зависимости скорости прохождения электромагнитной волны от влажности при различных типах съемки: на отдельной (а) (R_x/T_x) и совмещенной (б) (R_x+T_x) базах при разных расстояниях до отражающей границы $L=27$ см и $L=39$ см. Кружками обозначены практические значения, линиями – область с погрешностью 10%.66
- Рисунок 2.15.** Графики зависимости скорости прохождения электромагнитной волны от влажности при различных типах съемки: на отдельной (R_x/T_x) и совмещенной (R_x+T_x) базах при разных расстояниях до отражающей границы $L=27$ см и $L=39$ см и суммированный график по всем четырем измерениям. Кружками обозначены практические значения, линиями – область с погрешностью 10%.67
- Рисунок 2.16.** Графики зависимости рассчитанной по формуле среднего времени скорости прохождения электромагнитной волны от влажности и суммированный график зависимости скорости от влажности по четырем измерениям.68
- Рисунок 2.17.** Модули спектров сигналов, прошедших различным путем: S_L -сигнал прямого прохождения, S_{3L} – трехкратного прохождения, S_{5L} – пятикратного прохождения. Исследования на отдельной базе (R_x/T_x) вдоль стороны контейнера $L=27$ см.70
- Рисунок 2.18.** Георадиолокационная запись вдоль профиля. Голубым прямоугольником отмечена зона, в которой резко понижается частота, которая обычно связывается с зоной повышенного увлажнения.72

- Рисунок 2.19.** Трассы, полученные при измерениях с увеличением солености воды от 0 г/л (дистиллированная вода) до 35 г/л с шагом 0.5 г/л, 1,0 г/л и 5 г/л. Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью минерализации.73
- Рисунок 2.20.** Трассы, полученные при измерениях с увеличением солености воды (каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью минерализации) с нанесенными графиками соотношения сигнал/шум, равными 1. На рисунке заштрихованы области со значениями соотношения сигнал/шум менее 1.74
- Рисунок 2.21.** График зависимости максимальных амплитуд положительной и отрицательной фаз сигнала от солености. Синяя линия – сигнал прямого прохождения, зеленая линия – трехкратная волна, красная линия – пятикратная волна.75
- Рисунок 2.22.** Трассы, полученные при измерениях с увеличением увлажнения водой с минерализацией 0 г/л (дистиллированной водой). Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью влажности, начиная с сухого песка: 0 л; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л. Красной линией показаны времена прихода сигнала прямого прохождения, синей – трехкратного, зеленой – пятикратного.77
- Рисунок 2.23.** Трассы, полученные при измерениях с увеличением увлажнения водой с минерализацией 1,0 г/л. Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью влажности, начиная с сухого песка: 0 л; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л. Красной линией показаны времена прихода сигнала прямого прохождения, синей – трехкратного, зеленой – пятикратного.78
- Рисунок 2.24.** Трассы, полученные при измерениях с увеличением увлажнения водой с минерализацией 1,5 г/л. Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью влажности, начиная с сухого песка: 0 л; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л. Красной линией показаны времена прихода сигнала прямого прохождения, синей – трехкратного, зеленой – пятикратного.79
- Рисунок 2.25.** Трассы, полученные при измерениях с увеличением увлажнения водой с минерализацией 2,0 г/л. Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью влажности, начиная с сухого песка: 0 л; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л. Красной линией показаны времена прихода сигнала прямого прохождения, синей – трехкратного, зеленой – пятикратного.80
- Рисунок 2.26.** Трассы, полученные при измерениях с увеличением увлажнения водой с минерализацией 2,5 г/л. Каждая трасса соответствует измерению с определенной степенью влажности, начиная с сухого песка: 0 л; 0.4 л; 0.8 л; 1.2 л; 1.6 л; 2.0 л; 2.4 л; 2.8 л. Красной линией показаны времена прихода сигнала прямого прохождения, синей – трехкратного, зеленой – пятикратного.81

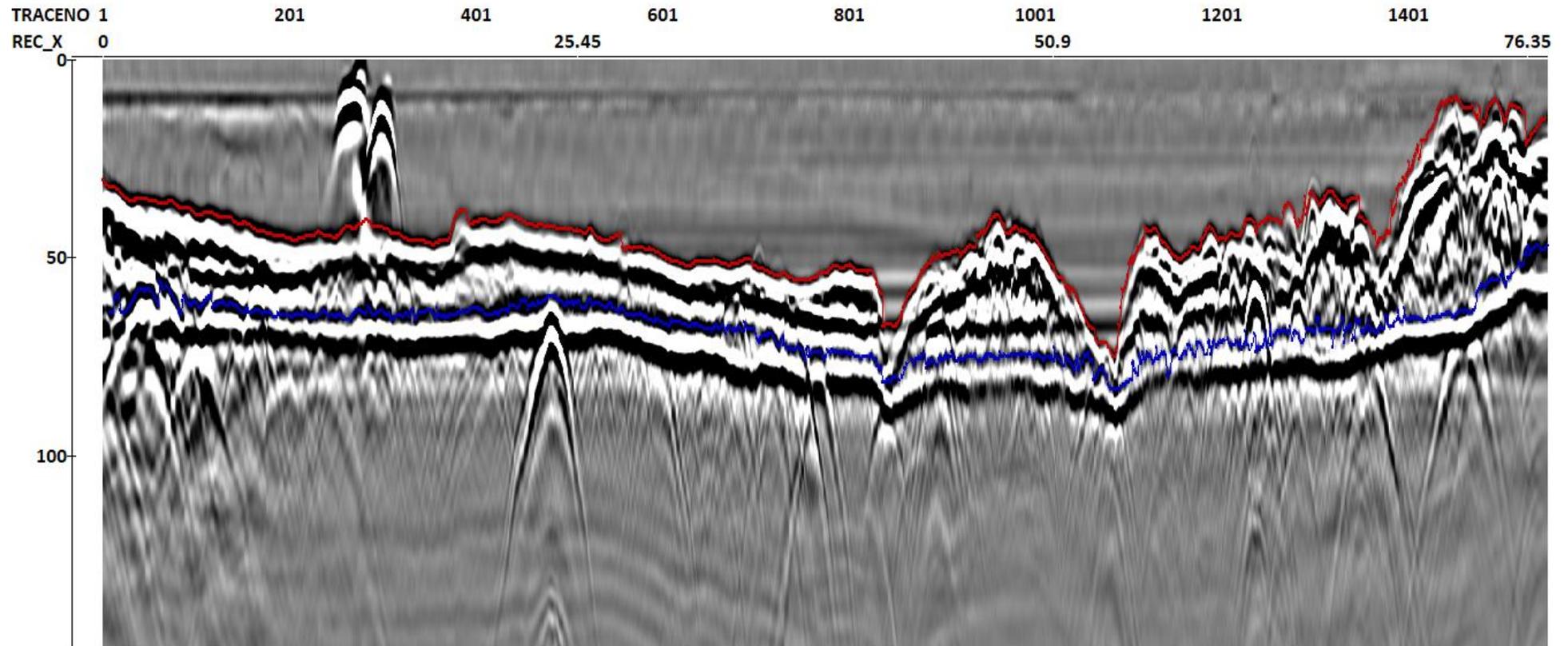
Рисунок 2.27. Графики зависимости скорости электромагнитной волны от увлажнения при различной степени минерализации воды.	83
Рисунок 2.28. График зависимости удельного сопротивления воды от частоты зондирующего импульса (Владов, Пятилова, 2009).	86
Рисунок 2.29. График зависимости коэффициента поглощения от удельного электрического сопротивления воды при различных частотах зондирующего импульса. .	87
Рисунок 2.30. График изменения коэффициента затухания на единицу глубины для различных частот зондирующего импульса и сопротивлений.	88
Рисунок 2.31. График зависимости глубинности георадиолокационных исследований от удельного сопротивления воды при различных частотах зондирующего импульса.....	89
Рисунок 2.32. а) Схема лабораторной установки для работы с отдельными источником и приемником вдоль различных сторон параллелепипеда; б) пример записи, полученной при измерениях на воде вдоль стороны параллелепипеда $L=39$ см	90
Рисунок 2.33. Примеры трасс при различных измерениях с выделенными областями кратных волн.....	91
Рисунок 2.34. Зависимость коэффициента поглощения от частоты для расстояния $2L$: при отношении пробега волны L к пробегу $3L$ (красная линия), и от $3L$ к $5L$ (синяя линия) для экспериментов с водой (эксперимент 1) и песком различной степени влажности (эксперимент 2).....	93
Рисунок 2.35. Зависимость диэлектрической проницаемости разных пород от частоты (Талалов А.Д., Даев Д.С., 1996)	94
Рисунок 2.36. Значения коэффициента поглощения для каждого значения солености воды.....	95
Рисунок 2.37. Значения коэффициента поглощения для каждого значения увлажнения...	96
Рисунок 2.38. График зависимости коэффициента поглощения $\alpha_v(\omega)$ от частоты для воды.....	98
Рисунок 2.39. Графики зависимости коэффициента поглощения $\alpha_{обр}(\omega)$ для песка различной степени влажности и солености.	100
Рисунок 2.40. Оценка тангенса диэлектрических потерь на частотах 300-1000 МГц и при удельном электрическом сопротивлении 1-1000 Ом·м.	102
Рисунок 2.41. Зависимость удельного электрического сопротивления от объемной влажности (при УЭС воды 30 Ом·м), на различных частотах (500, 700, 900, 1100МГц) ..	103
Рисунок 2.42. Зависимость УЭС воды от частоты, полученная из данных при различных расстояниях между источником и приемником – 28 см и 58 см.	104

Рисунок 3.1. Фрагмент радарограммы, выполненной на пруду на р. Пехорка. а) амплитудные спектры импульсов по трассе из окна 1 б) амплитудные спектры импульсов по трассе из окна 2 в) коэффициент поглощения в полосе частот от 50 до 150 МГц.	107
Рисунок 3.2. Палетка А.А. Рыжова, теоретически рассчитанная для песчано-глинистых грунтов Мексики. Индекс кривых - содержание глины в смеси.	108
Рисунок 3.3. а) Фрагмент георадиолокационного профиля на Озерках; б) амплитудные спектры от донного импульса и импульса от границы; в) коэффициент поглощения для двух трасс в полосе частот о 50 до 125 МГц.	110
Рисунок 3.4. Фрагмент радарограммы по оз. Глубокое, спектры донного и поддонного импульсов на трассах внутри участков 1 и 2. Коэффициент поглощения на участке 1 в полосе частот от 15 до 50 МГц.....	112
Рисунок 3.5. Схематический геологический разрез правого берега р. Рузделька (в 1,5 км от оз. Глубокое).	113
Рисунок 3.6. Георадиолокационный профиль по Нильмозеру.	114
Рисунок 3.7. Амплитудные спектры сигналов для трасс (слева – для донного импульса, справа – для первой поддонной границы).	114
Рисунок 3.8. Коэффициент поглощения $\alpha(\omega)$ для каждой трассы	115
Рисунок 3.9. Значения удельного электрического сопротивления в слое вдоль профиля на Нильмозере. Сверху – график изменения УЭС, снизу – латеральная карта изменения УЭС вдоль профиля.....	116
Рисунок 3.10. Схема расположения георадиолокационных профилей на озере Верхнее.	117
Рисунок 3.11. Фрагмент радарограммы по озеру Верхнее. 1 – донная граница, 2 – первая поддонная граница, 3 – вторая поддонная граница.	118
Рисунок 3.12. Фрагмент георадиолокационного профиля с примером «хаотической» фации в слое 1 (показана белыми вертикальными линиями).	118
Рисунок 3.13. Графики зависимости коэффициента поглощения $\alpha(\omega)$ от частоты для каждой трассы.....	119
Рисунок 3.14. Изменение α_0 вдоль профиля 5	119
Рисунок 3.15. Карта α_0 на частоте 110 МГц.....	121
Рисунок 3.16. Карта УЭС на оз. Верхнее.	122

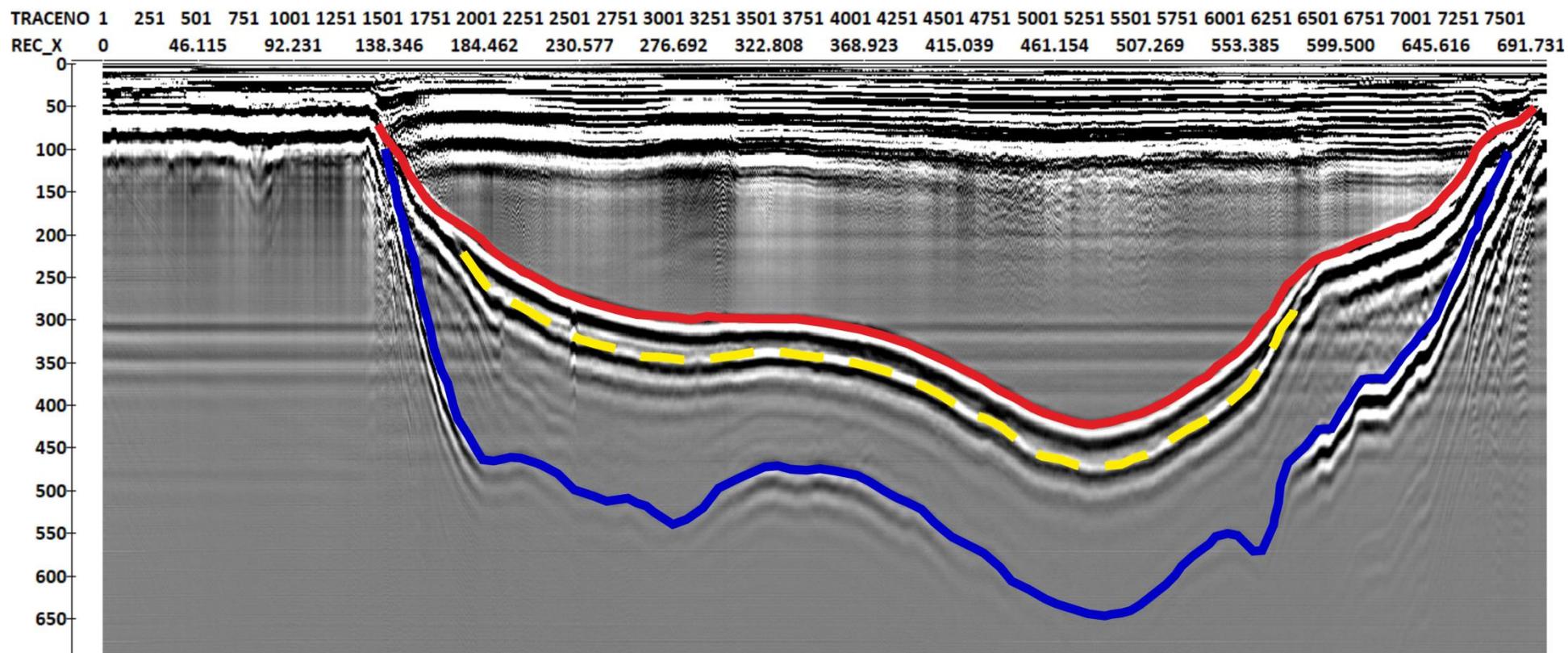
Список таблиц

Таблица 1.1. Типичные значения электрофизических свойств некоторых грунтов, измеренные на частоте 100 МГц (по Jol, 2009)	17
Таблица 1.2. Зависимости для расчёта диэлектрической проницаемости двухкомпонентной среды ε_{Σ} при её различных составе и структуре ($\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_i$ - диэлектрические проницаемости составляющих, y_1, y_2, y_i – их объёмные концентрации соответственно) (Кобранова, 1986; Омеляненко, 1989; Селезнёв, 2005).	19
Таблица 2.1. Времена прихода основных волн в плоскости SII при работе на совмещенной базе Rx+Tx.....	53
Таблица 2.2 Времена прихода основных волн в плоскости SII при работе на отдельной базе Rx/Tx.....	53
Таблица 2.3. Времена прихода основных волн в плоскости SI при работе на совмещенной базе Rx+Tx.....	53
Таблица 2.4. Времена прихода основных волн в плоскости SI при работе на отдельной базе Rx/Tx.....	54
Таблица 2.5. Влажность песка при каждом шаге увлажнения	58
Таблица 2.6. Общие данные о выполненных экспериментах	58
Таблица 2.7. Практические и теоретические времена прихода электромагнитных волн при измерениях на совмещенной и отдельной базах.	59
Таблица 2.8. Получившиеся времена прихода отраженных электромагнитных волн и рассчитанные скорости прохождения электромагнитных волн по результатам эксперимента 2.....	61
Таблица 2.9. Значения удельного электрического сопротивления при различной степени минерализации.....	73
Таблица 2.10. Времена прихода сигнала прямого прохождения, рассчитанная скорость электромагнитной волны и диэлектрическая проницаемость.	82

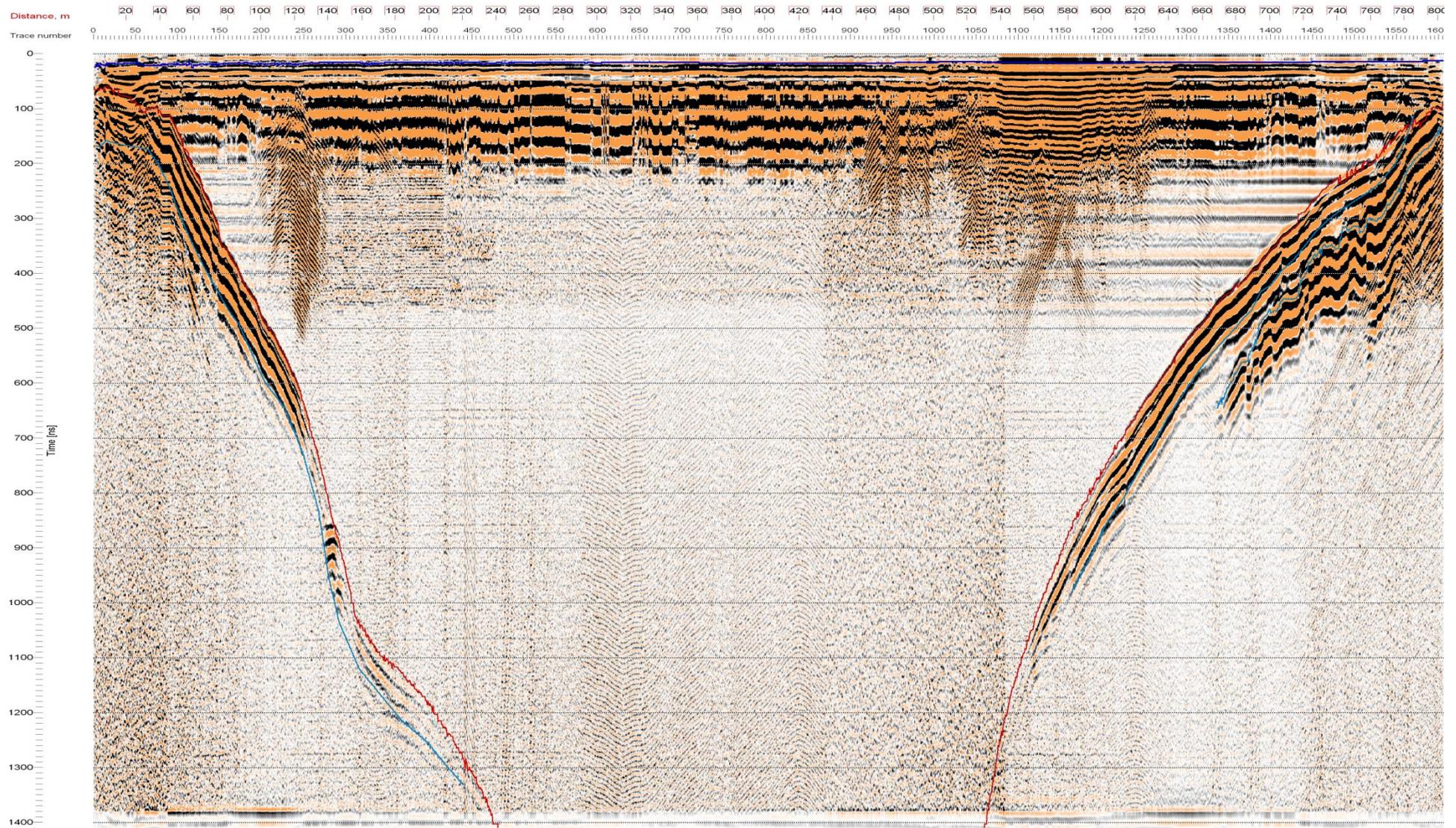
Приложения



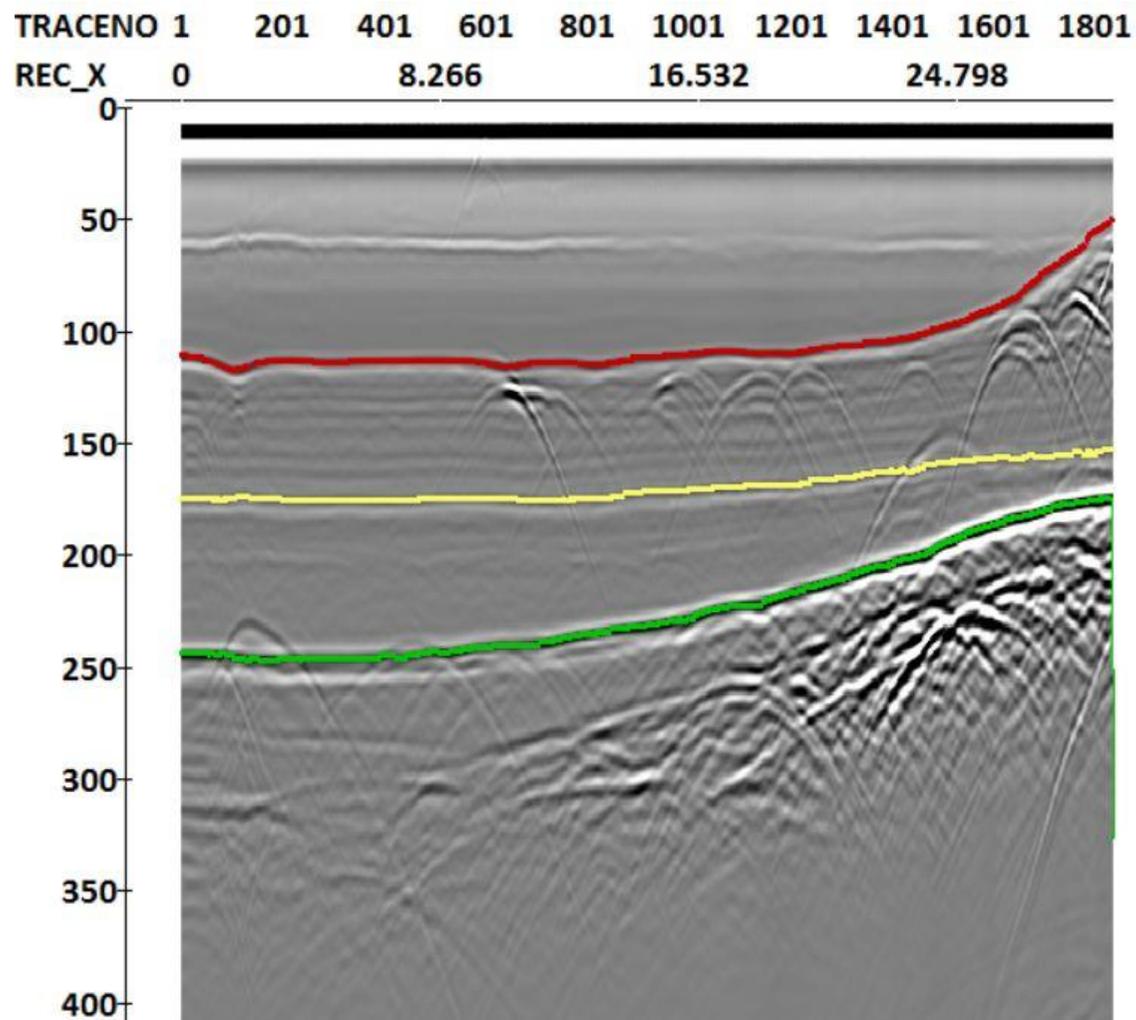
Приложение 1. Георадиолокационный профиль, выполненный на пруду на р. Пехорка. Красной линией выделена граница от дна, синей линией – первая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



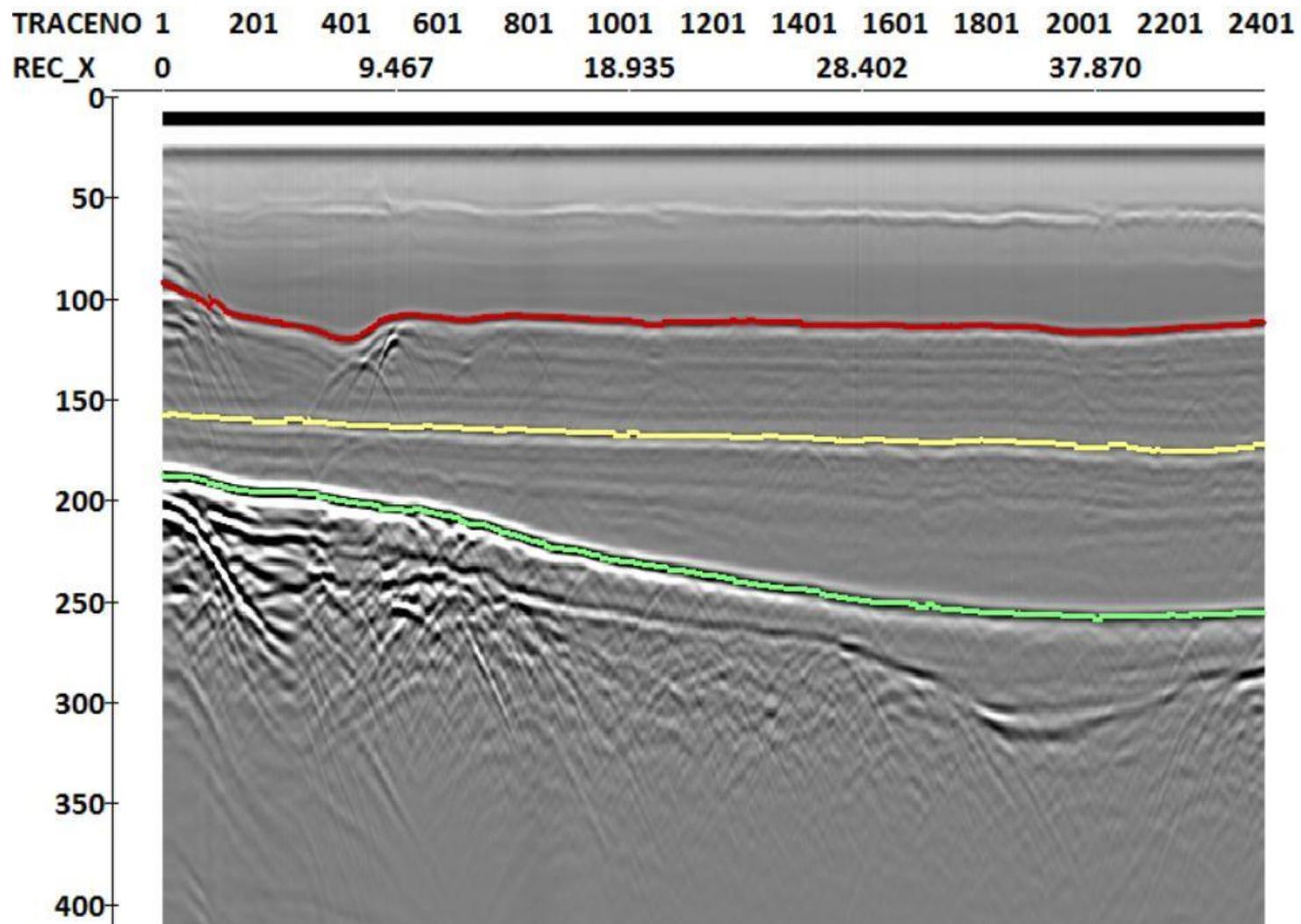
Приложение 2. Георадиолокационный профиль, выполненный на Озерках. Красной линией выделена граница от дна, желтой пунктирной линией – первая поддонная граница, синей линией – поддонная граница, использовавшаяся для расчетов. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



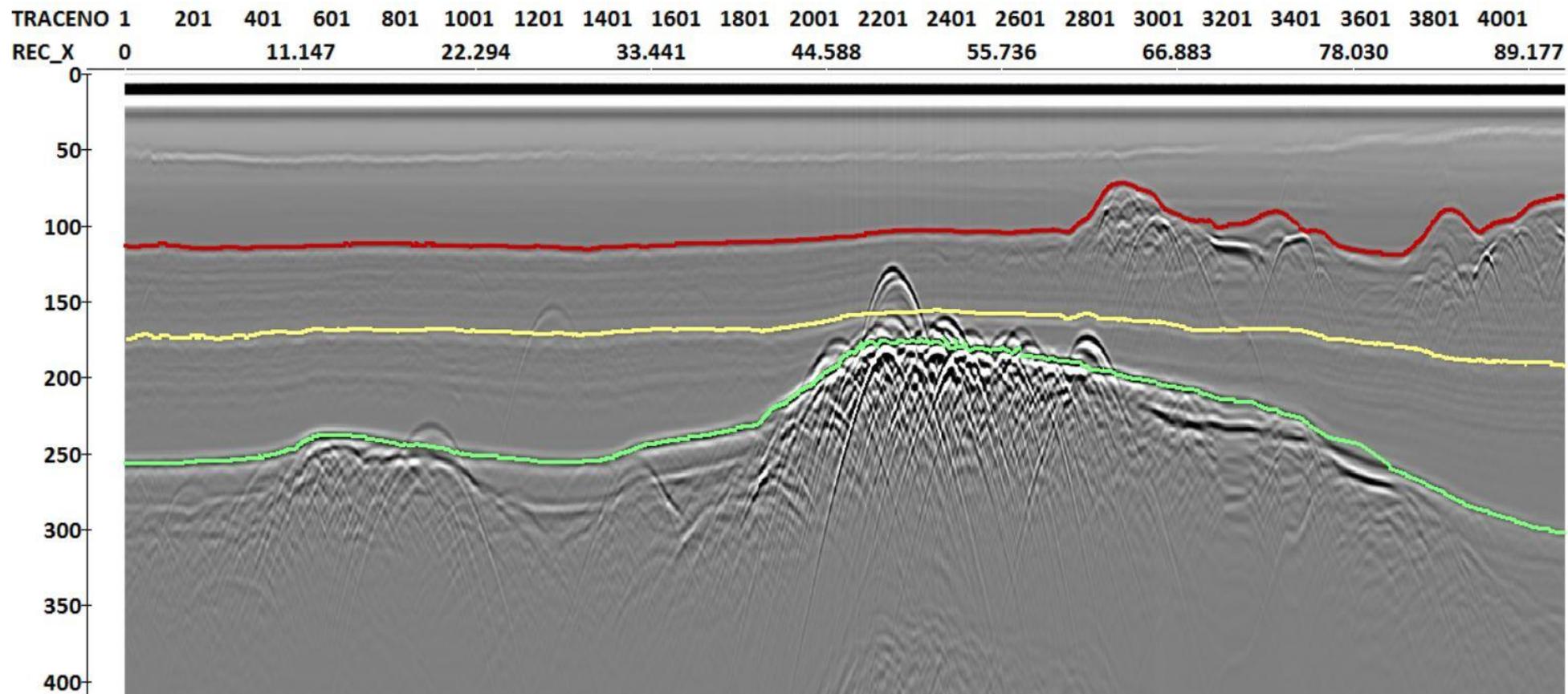
Приложение 3. Георадиолокационный профиль, выполненный на озере Глубокое. Красной линией выделена граница от дна, синей линией – первая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



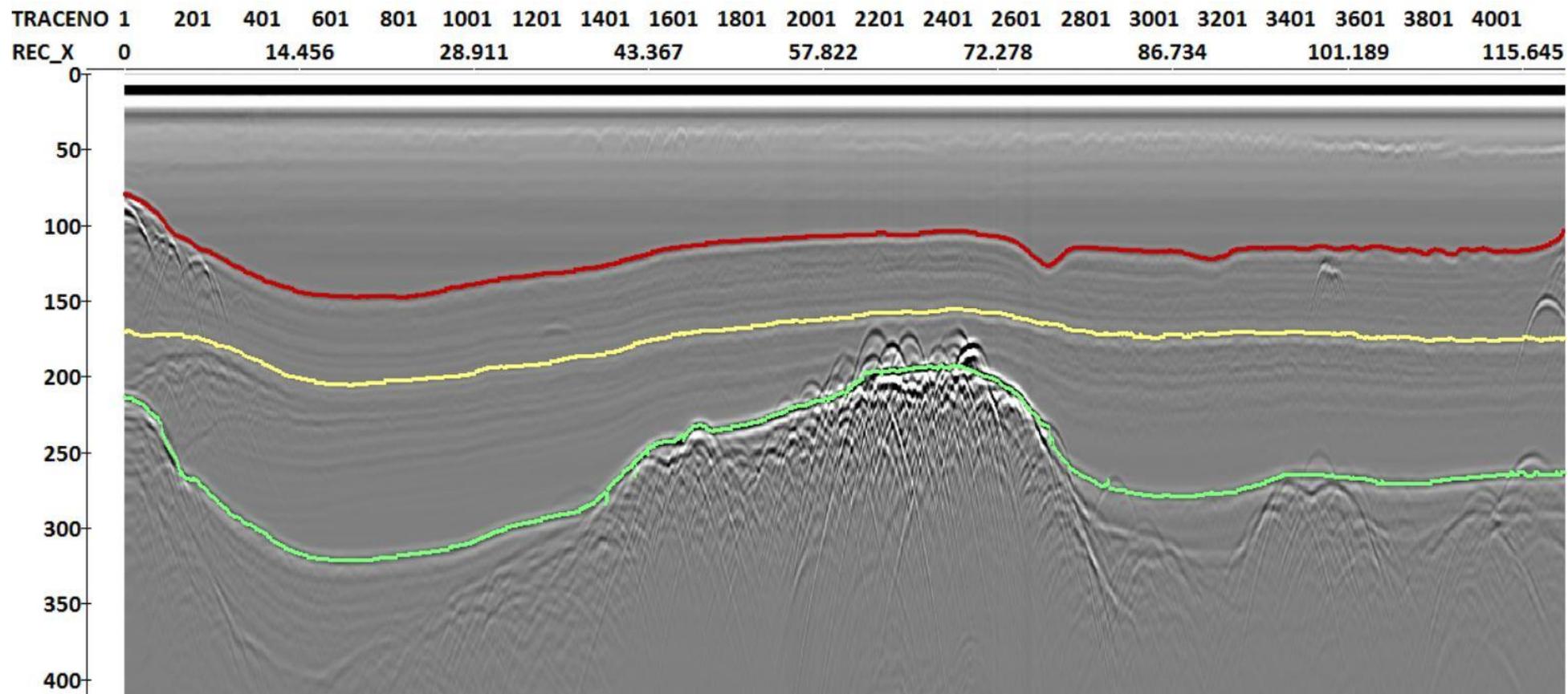
Приложение 4. Георадиолокационный профиль 1, выполненный на озере Верхнее. Красной линией выделена граница от дна, желтой линией – первая поддонная граница, зеленой – вторая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



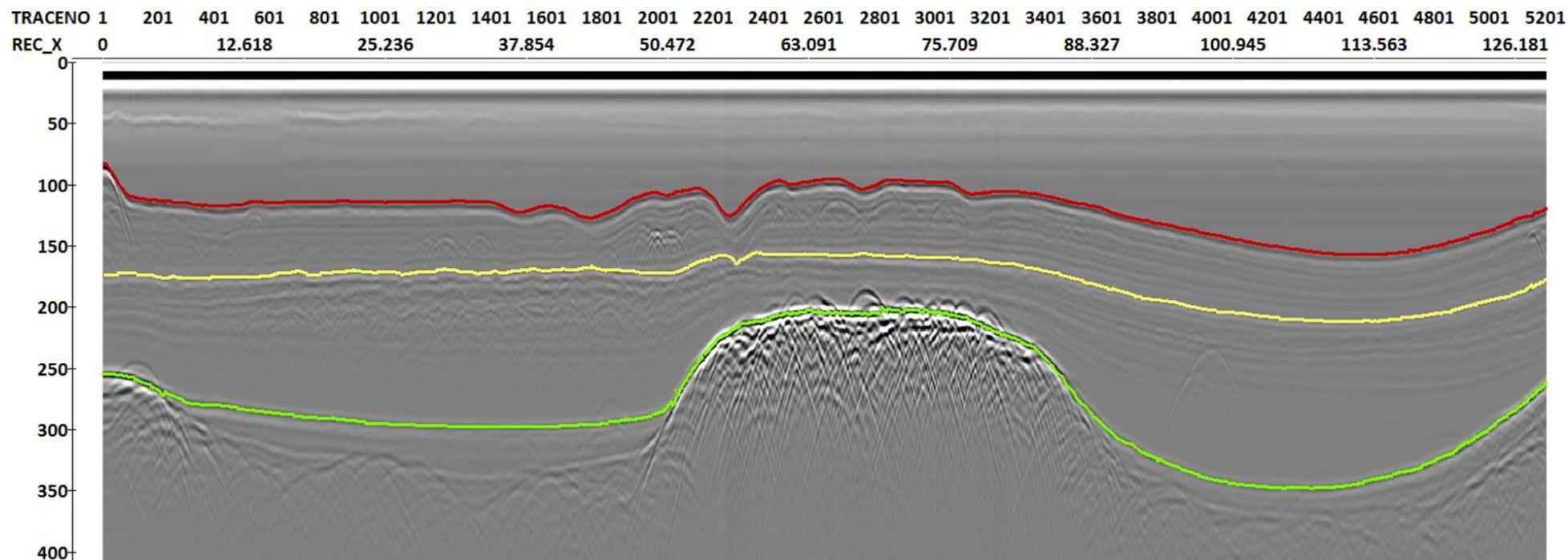
Приложение 5. Георадиолокационный профиль 2, выполненный на озере Верхнее. Красной линией выделена граница от дна, желтой линией – первая поддонная граница, зеленой – вторая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



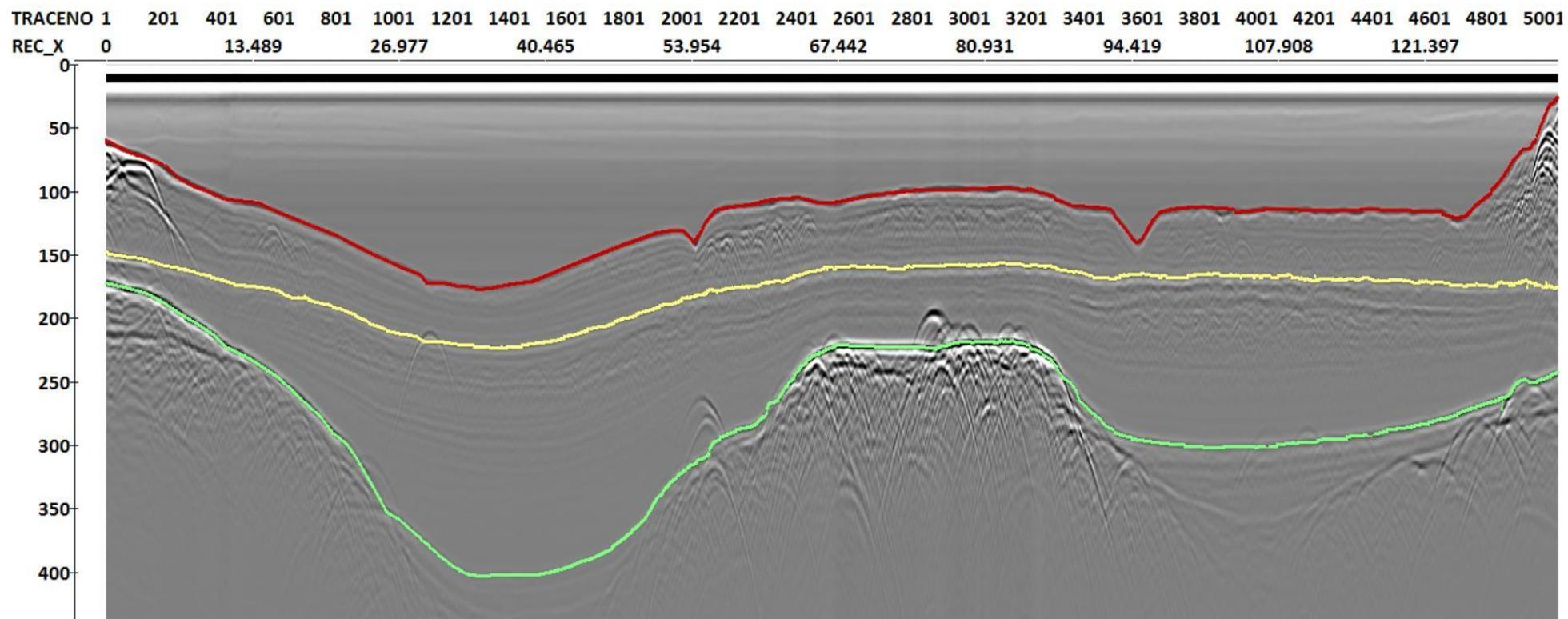
Приложение 6. Георадиолокационный профиль 3, выполненный на озере Верхнее. Красной линией выделена граница от дна, желтой линией – первая поддонная граница, зеленой – вторая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



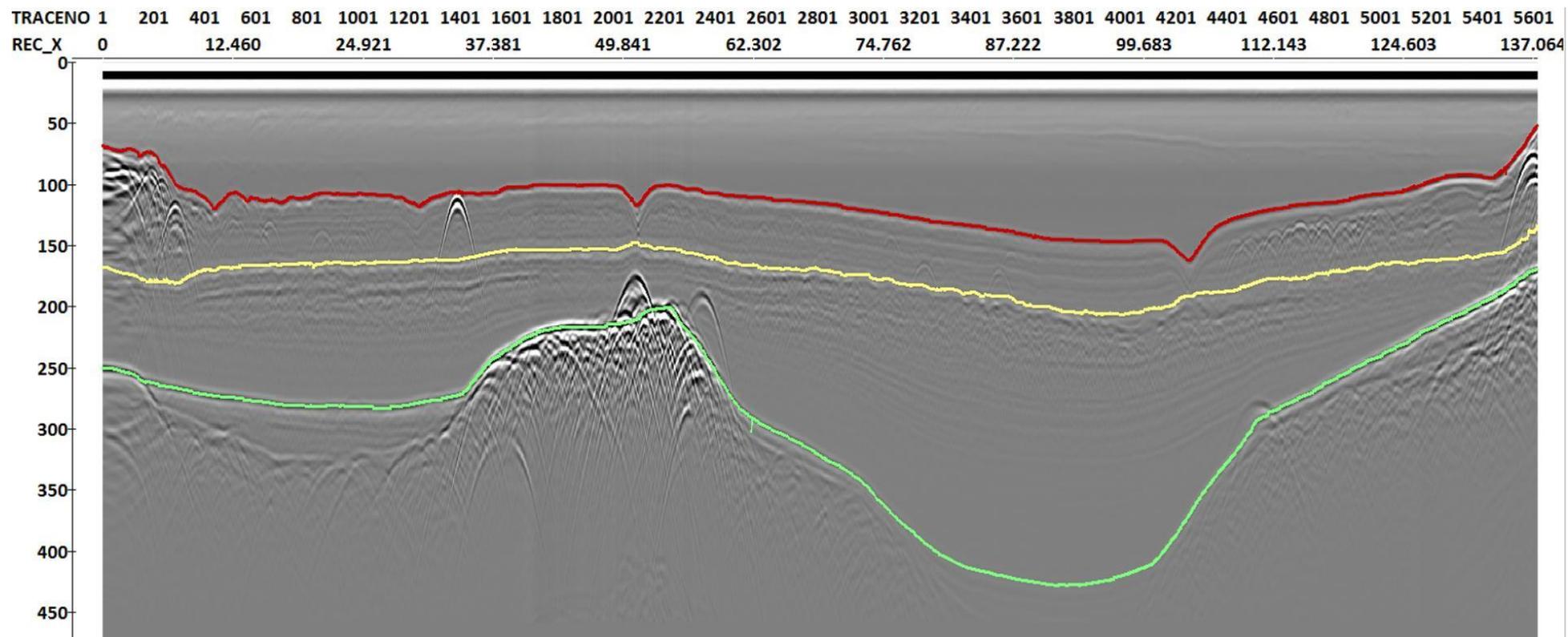
Приложение 7. Георадиолокационный профиль 4, выполненный на озере Верхнее. Красной линией выделена граница от дна, желтой линией – первая поддонная граница, зеленой – вторая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



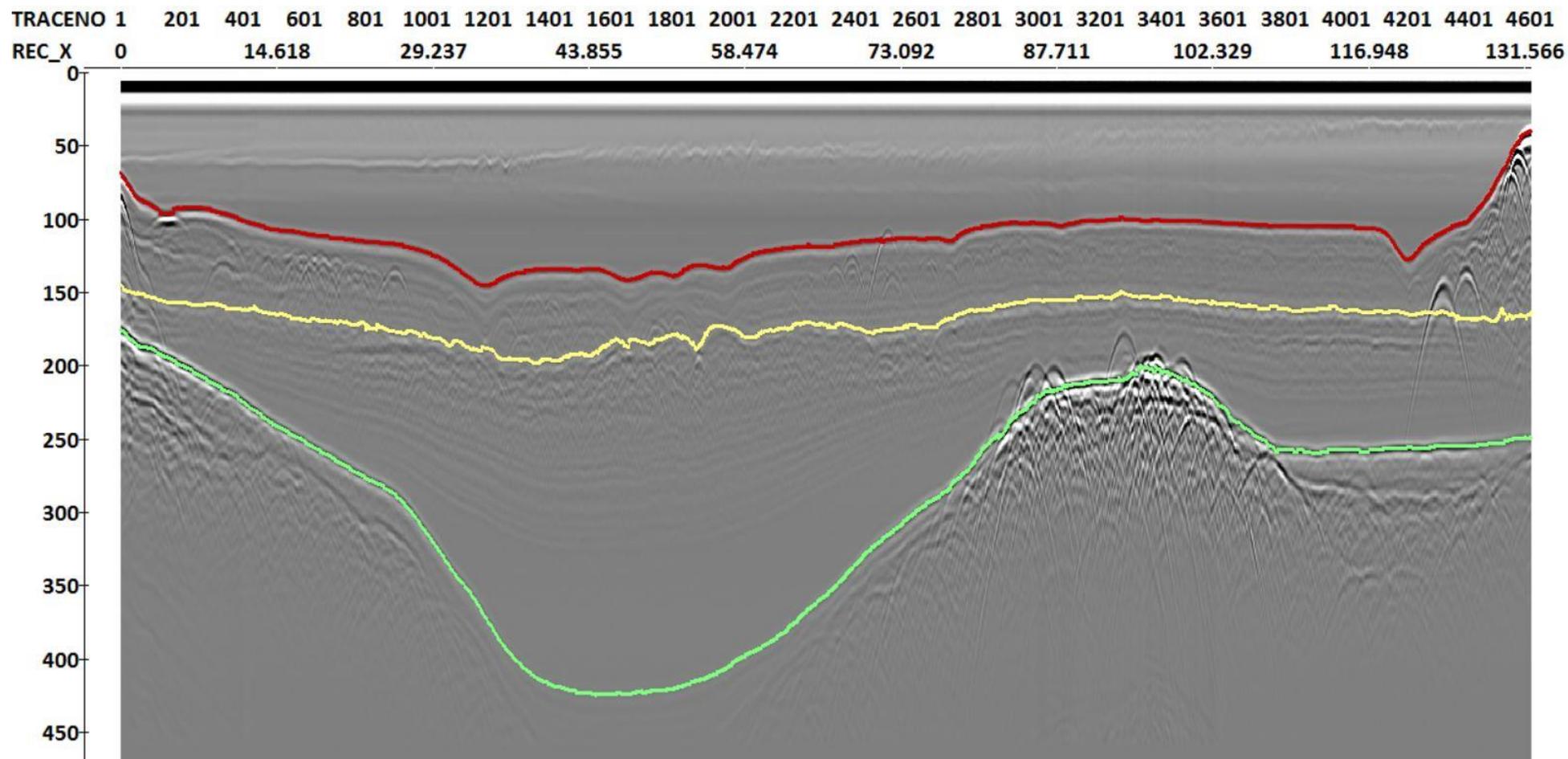
Приложение 8. Георадиолокационный профиль 5, выполненный на озере Верхнее. Красной линией выделена граница от дна, желтой линией – первая поддонная граница, зеленой – вторая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



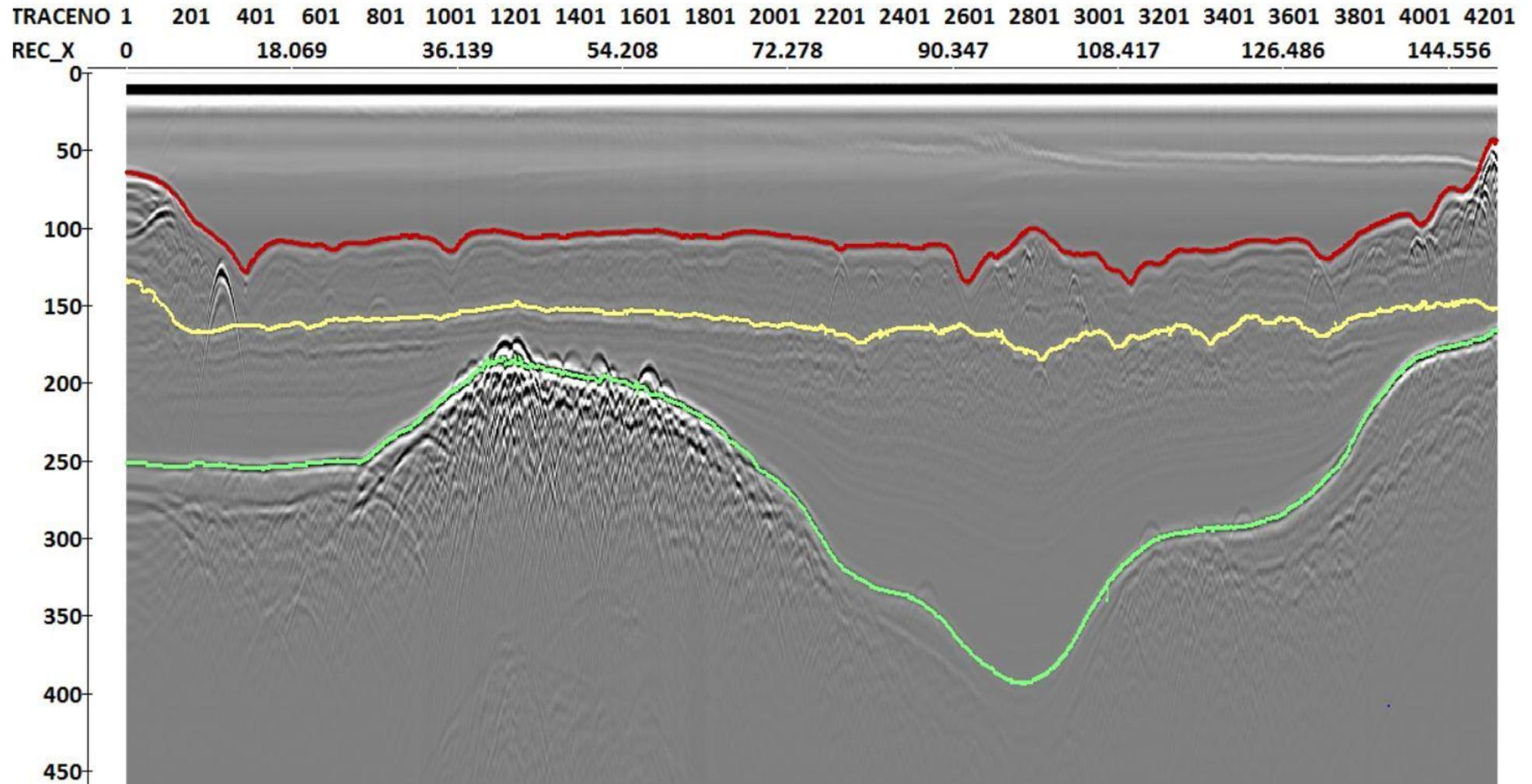
Приложение 9. Георадиолокационный профиль б, выполненный на озере Верхнее. Красной линией выделена граница от дна, желтой линией – первая поддонная граница, зеленой – вторая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



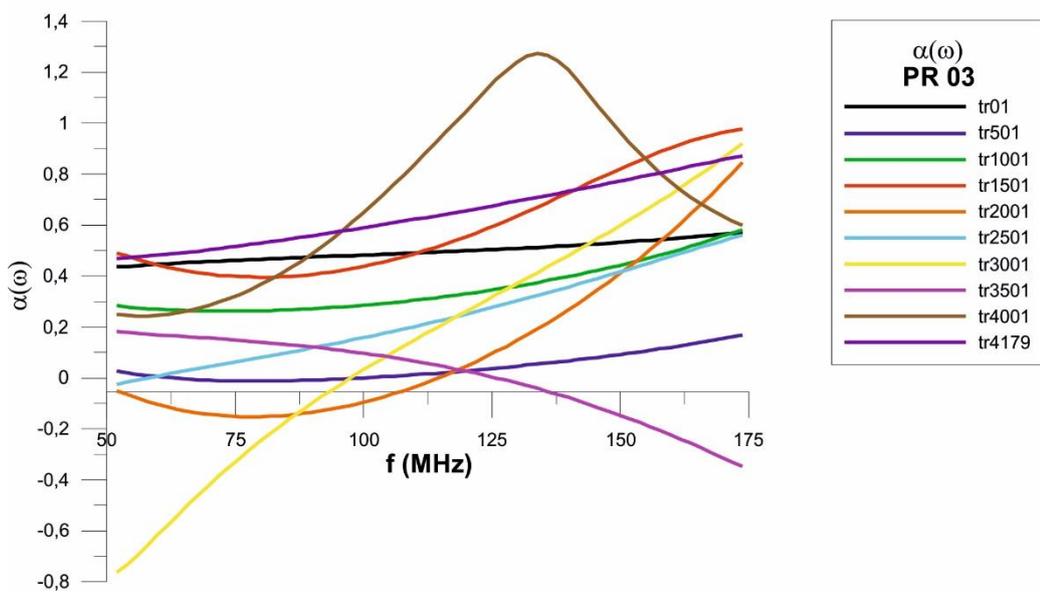
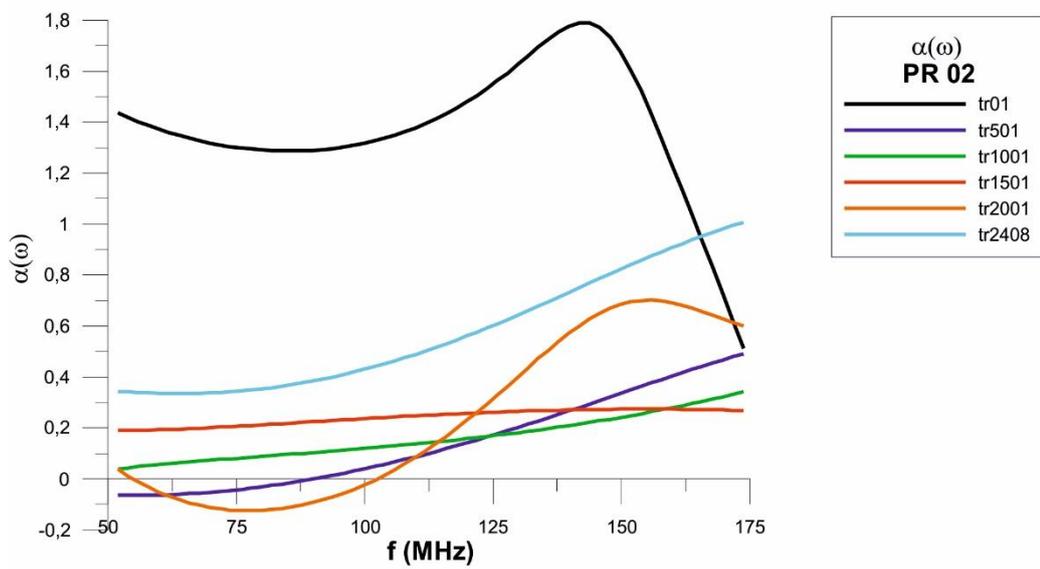
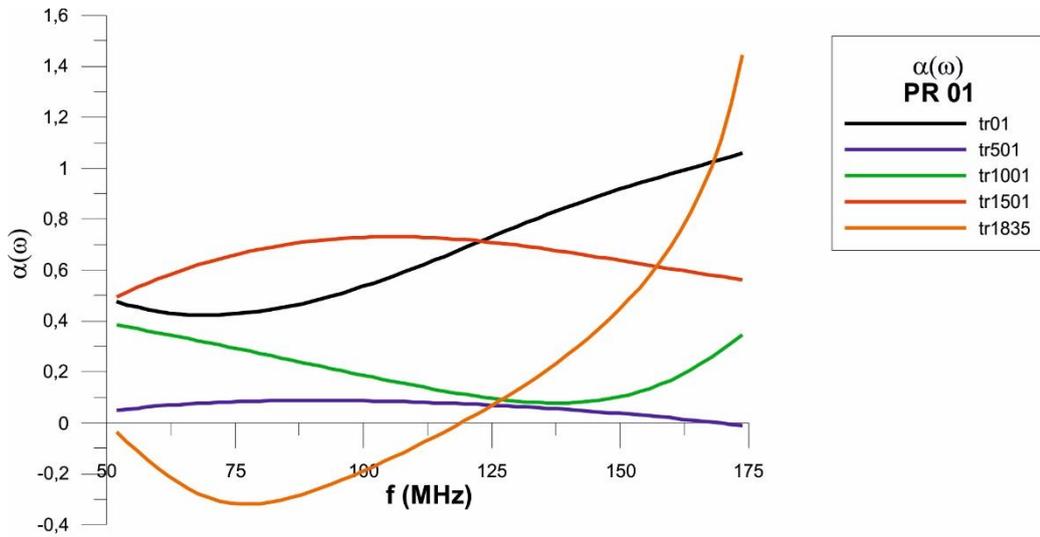
Приложение 10. Георадиолокационный профиль 7, выполненный на озере Верхнее. Красной линией выделена граница от дна, желтой линией – первая поддонная граница, зеленой – вторая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



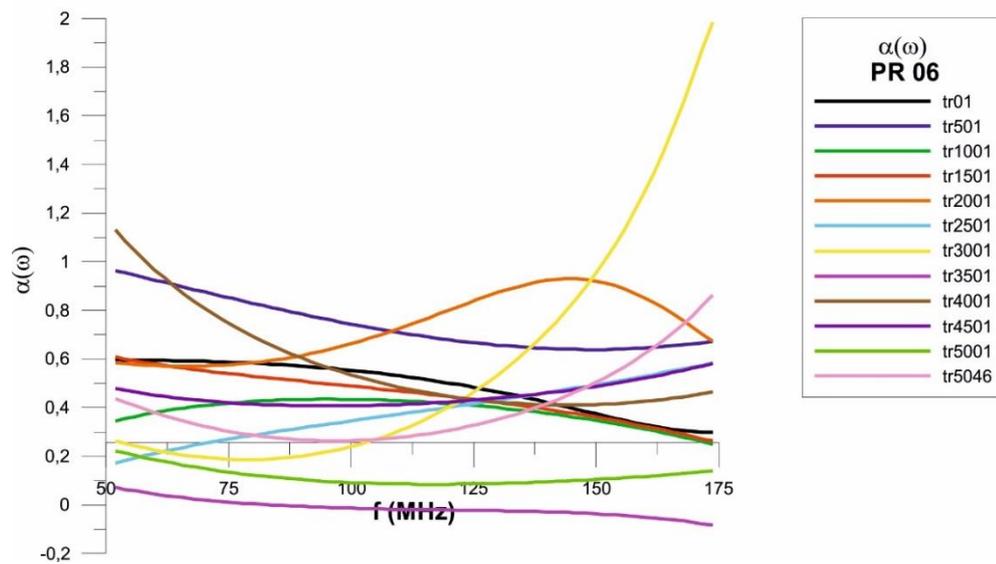
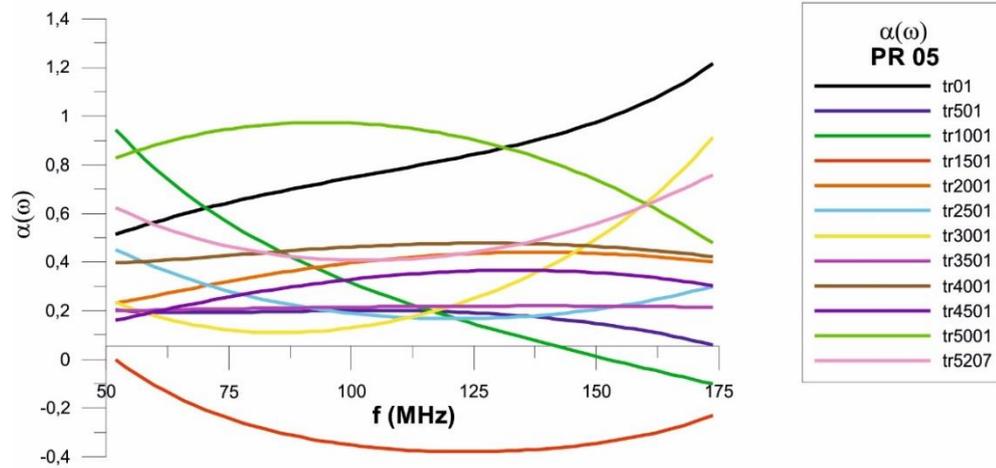
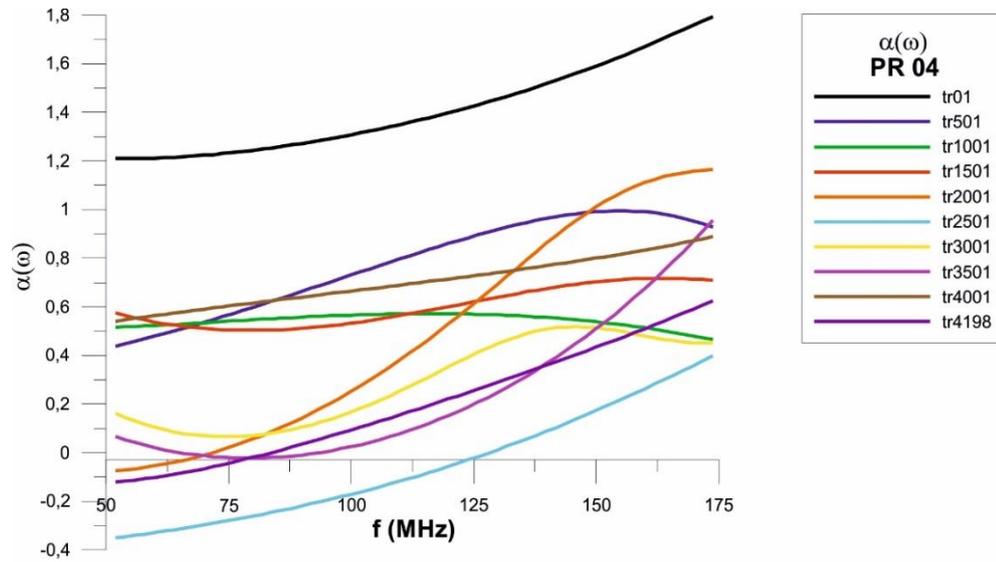
Приложение 11. Георадиолокационный профиль 8, выполненный на озере Верхнее. Красной линией выделена граница от дна, желтой линией – первая поддонная граница, зеленой – вторая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



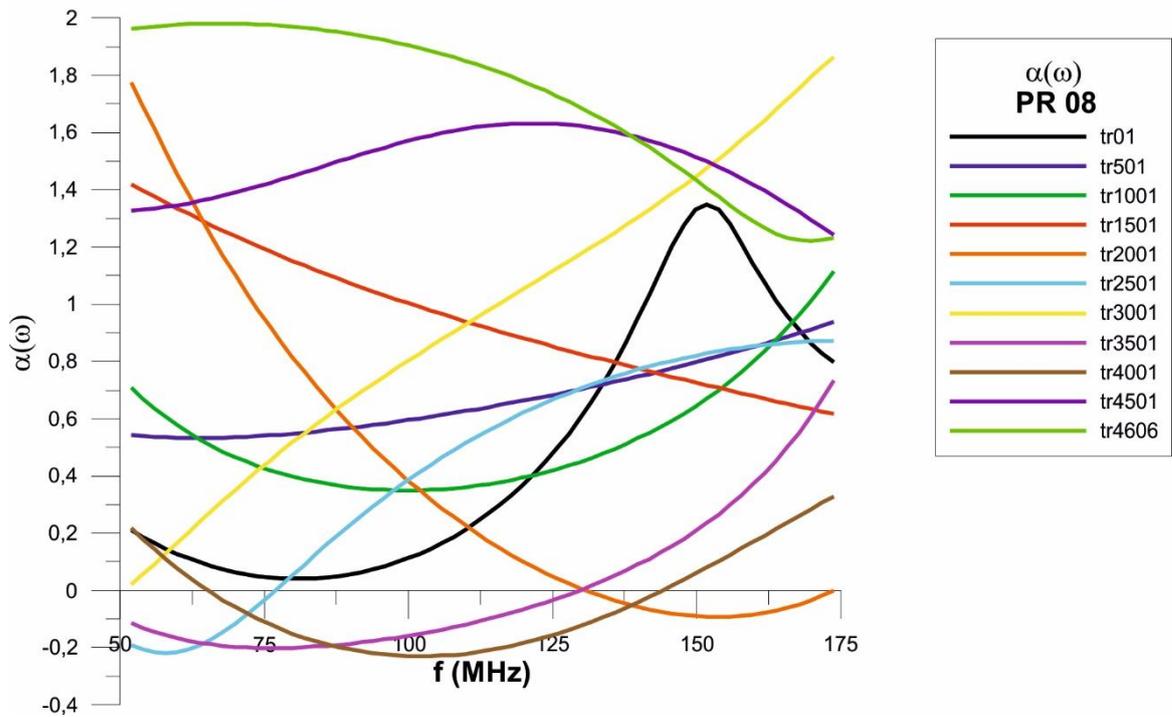
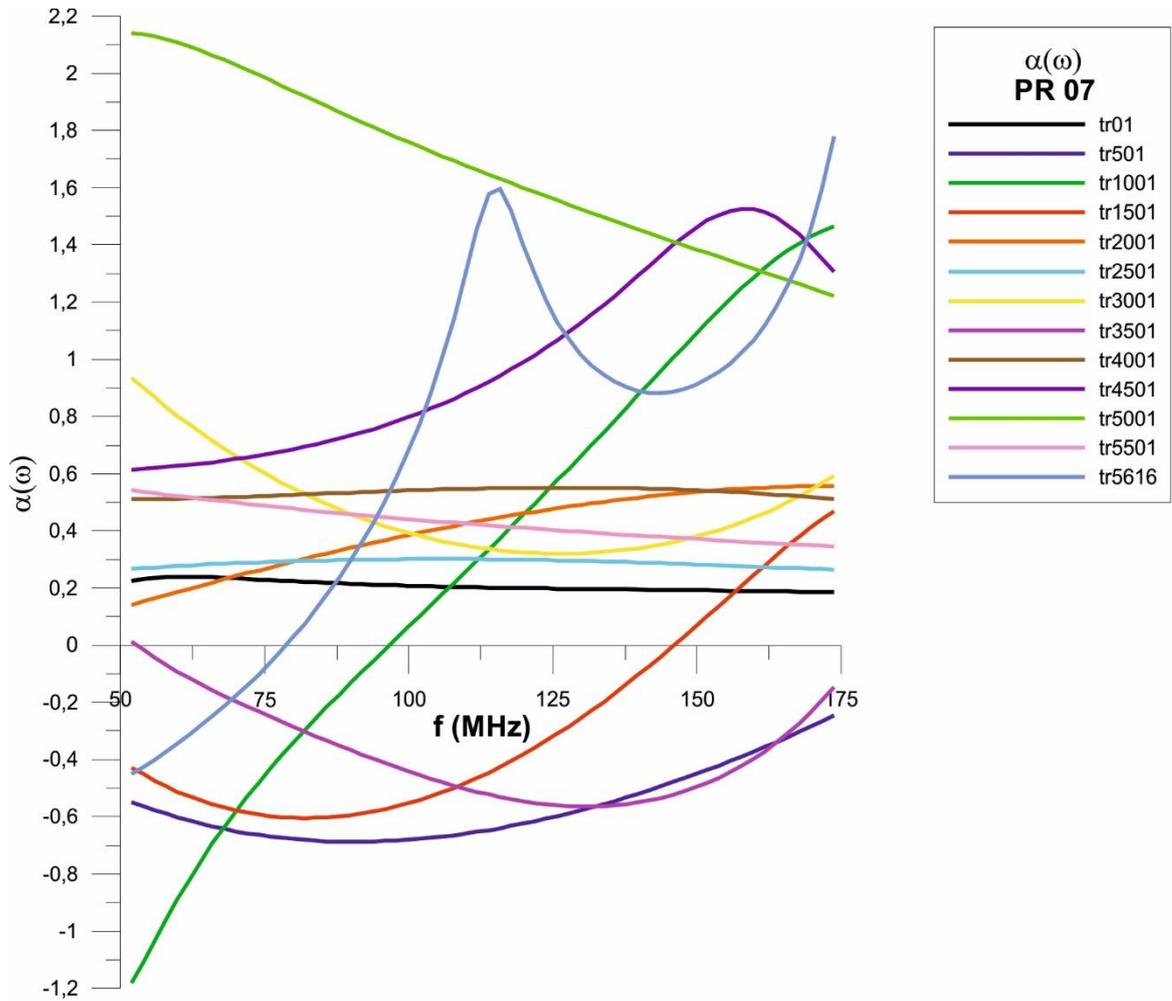
Приложение 12. Георадиолокационный профиль 9, выполненный на озере Верхнее. Красной линией выделена граница от дна, желтой линией – первая поддонная граница, зеленой – вторая поддонная граница. Вертикальная ось – ось времени в нс, горизонтальная – номера трасс и расстояние от начала профиля.



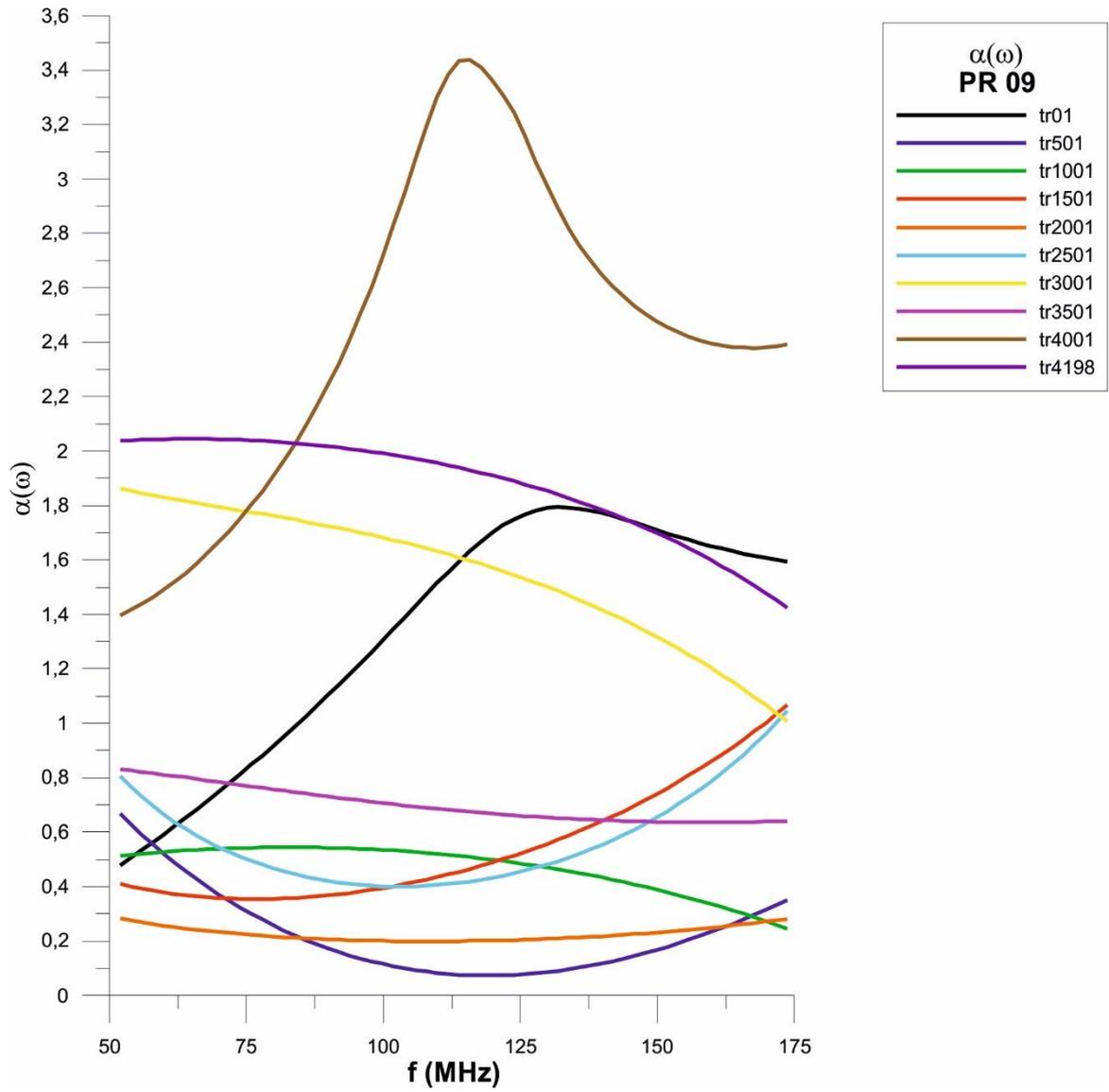
Приложение 13. Графики зависимости $\alpha(\omega)$ для каждой трассы для профилей 1-3, выполненных на озере Верхнее.



Приложение 14. Графики зависимости $\alpha(\omega)$ для каждой трассы для профилей 4-6, выполненных на озере Верхнее.



Приложение 15. Графики зависимости $\alpha(\omega)$ для каждой трассы для профилей 7-8, выполненных на озере Верхнее.



Приложение 16. Графики зависимости $\alpha(\omega)$ для каждой трассы для профиля 9, выполненного на озере Верхнее.