

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Тарасова Мария Александровна

**Разработка методики интерпретации георадарных данных с
использованием параметрических и лабораторных измерений
физических свойств песчано-глинистых отложений**

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата технических наук

1.6.9. Геофизика

Научные руководители:
кандидат геолого-минералогических наук
Бричева Светлана Сергеевна;
доктор физико-математических наук
Владов Михаил Львович

Москва – 2026

Оглавление

Введение	5
Глава 1. Обзор подходов к интерпретации георадарных данных в геологических приложениях	11
1.1 Подходы к интерпретации при решении задач седиментологии, геоморфологии и геоархеологии	13
1.2 Подходы к интерпретации при решении задач почвоведения	21
1.3 Причины неоднозначной интерпретации	29
Глава 2. Петрофизические и электромагнитные свойства песчано-глинистых отложений	34
2.1 Состав и строение песчано-глинистых отложений	35
2.1.1 Гранулометрический состав и минералогия	35
2.1.2 Строение порового пространства	37
2.1.3 Распределение жидкой фазы	38
2.2 Петрофизические параметры песчано-глинистых отложений	40
2.2.1 Плотностные параметры	41
2.2.2 Гидродинамические свойства	42
2.3 Электромагнитные свойства песчано-глинистых отложений	43
2.3.1 Диэлектрическая проницаемость, проводимость	44
2.3.2 Виды поляризации в диэлектрике. Дисперсионные кривые диэлектрической проницаемости песчано-глинистых отложений	45
2.3.3 Диэлектрическая проницаемость песчано-глинистых отложений. Создание базы данных	49
2.3.4 Связи диэлектрической проницаемости с петрофизическими параметрами. Построение калибровочных зависимостей	64
2.3.5 Отражательная способность песчано-глинистых отложений в методе георадиолокации	69

Глава 3. Инструментальные полевые и лабораторные методы измерения электромагнитных параметров.....	71
3.1 Полевой метод. Рефлектометрия во временной области (TDR)	72
3.2 Лабораторный метод. Коаксиальная ячейка	73
3.3 Физический эксперимент по сравнению полевого и лабораторного методов	74
Глава 4. Методика интерпретации георадарных данных	80
4.1 Анализ волновой картины. Качественная интерпретация.....	81
4.2 Измерения электромагнитных свойств.....	82
4.3 Определение гранулометрического состава отложений и влажности	84
4.4 Методика построения электрофизической модели разреза.....	85
4.5 Лучевое моделирование. Распространение модели на длину георадарного профиля	87
4.6 Полноволновое моделирование	90
4.7 Методика совместного анализа петрофизической информации, итоговой модели и георадарных данных для уточнения интерпретации	94
Глава 5. Результаты интерпретации георадарных данных в геологических приложениях	98
5.1 Интерпретация георадарных данных в почвенных исследованиях.....	99
5.1.1 Описание объекта исследования и постановка задачи исследования	99
5.1.2 Георадиолокационное профилирование и качественная интерпретация данных.....	100
5.1.3 Отбор образцов и лабораторные измерения петрофизических свойств	102
5.1.4 Измерения электромагнитных параметров	104
5.1.5 Построение электрофизической модели	106
5.1.6 Сопоставление синтетической и полевой радарограмм. Идентификация причин и привязка отражений	109
5.1.7 Результат интерпретации радарограммы. Проверка точности результатов	116
5.2 Интерпретация георадарных данных в геоархеологических исследованиях	118
5.2.1 Описание объекта исследования и постановка задачи	118
5.2.2 Георадиолокационное профилирование и качественная интерпретация данных.....	121

5.2.3 Отбор образцов и лабораторные измерения свойств	122
5.2.4 Построение электрофизической модели. Лучевое моделирование	124
5.2.5 Привязка отражений к границам модели	126
5.2.6 Распространение электрофизической модели на длину профиля	129
5.1.7 Сопоставление синтетической и полевой радарограмм. Идентификация причин и привязка отражений	130
5.1.8 Результат интерпретации радарограммы. Проверка точности результатов	134
Заключение	136
Список литературы.....	138

Введение

Актуальность темы исследования

Тема интерпретации георадарных данных является актуальной на сегодняшний день и связано это с тремя основными причинами.

Первая заключается в том, что метод георадиолокации помимо инженерной отрасли, широко применяется для изучения сред природного происхождения. Основной областью изучения метода является верхняя часть разреза, представленная песчано-глинистыми отложениями. Это сложный неоднородный агрегат, который в поле электромагнитных волн радиодиапазона обладает слабыми контрастами. В таких физических условиях природа образования отраженных электромагнитных волн недостаточно изучена, что может приводить к необоснованной геологической трактовке георадарных данных.

Вторая причина связана с тем, что метод георадиолокации применяется в областях археологии, седиментологии, геоморфологии в первую очередь для межскважинной корреляции интересующих границ. Эта задача подразумевает выполнение одного из основных этапов интерпретации - привязки осей синфазности отраженных волн (далее георадарных отражений) к границам, выделенным в точке независимого наблюдения (скважина, шурф). Однако, геологическая привязка является неоднозначной, то есть наблюдаемых георадарных отражений может быть больше или меньше, чем границ в скважине. Это является следствием особенностей распространения электромагнитных волн в толще песчано-глинистых отложений, а также отличных способов классификации границ у исследователей разного профиля: археолог опишет разрез иначе, чем инженер-геолог.

Метод георадиолокации также используется в почвоведении для косвенной оценки влажности. Количественная интерпретация требует перехода от комплексной диэлектрической проницаемости (далее ДП) к физическим параметрам с помощью калибровочных зависимостей (кривых). Однако, большинство существующих калибровочных кривых построено на основе полевого метода измерения электромагнитных свойств TDR (time domain reflectometry), работающего во временной области, что снижает их применимость к георадарным данным, приуроченным к частоте излучающей антенны. Появляются лабораторные методы измерений в широкой полосе частот, соответствующего набора калибровочных зависимостей для них пока недостаточно, что ограничивает развитие количественной оценки свойств почв.

Третья причина связана с быстрым развитием новых вычислительных технологий, которые предоставили возможность моделирования георадарного отклика (решения прямой

задачи) от неоднородных сред с различной геометрией. Но на данный момент они не внедрены в процедуру интерпретации подобно тому, как похожие технологии реализованы в области сейсморазведки (сейсмостратиграфическая привязка отражений к скважинным данным).

Таким образом, в условиях быстро развивающихся вычислительных возможностей и приборной базы, растущих требований к детальности и точности изучения верхней части разреза, актуальным является соответствующее развитие методики интерпретации георадарных данных.

Степень разработанности

Тема интерпретации георадарных данных отражена в работах зарубежных и отечественных исследователей, что говорит о высокой изученности вопроса.

Первые публикации, содержащие указания и рекомендации по проведению качественной интерпретации георадарных данных появились в середине 90-х гг. прошлого века и относились к методу радарной стратиграфии (Jol, Smith, 1991; Smith, Jol, 1992; Bristow, 1995; Neal, Roberts, 2000, 2001). Метод хорошо себя зарекомендовал в решении задач седиментологии и геоморфологии. С ростом применения метода исследователи заметили наличие дополнительных георадарных отражений, не наследующих литологическую последовательность, зафиксированную в скважине. Позже такие отражения получили название «нестратиграфические», возникновение которых связали с изменением физических свойств (температуры, влажности, плотности) внутри стратиграфических единиц (Neal, 2004). Наличие данного явления наряду с интерференцией в тонких слоях (Moore et al., 2004; Guha et al., 2005) приводит к образованию дополнительных георадарных отражений, геологическую привязку которых без измерений электромагнитных и петрофизических свойств выполнить невозможно (Старовойтов, 2023).

Думая над этой проблемой, исследователи пришли к выводу, что для более уверенной интерпретации важно понимать природу и происхождение наблюдаемых георадарных отражений. Поэтому в начале 2000-х г. была опубликована серия работ с примерами количественного сравнительного анализа георадарных и седиментологических данных на основе измерений электромагнитных свойств и моделирования георадарного отклика (van Dam and Schlager, 2000; Corbeanu et al., 2001; van Dam et al., 2002; van Dam et al., 2003; Kruse, Jol, 2003). Эти методики не получили дальнейшего развития в связи с ограничениями на тот момент вычислительных возможностей.

Интерпретация георадарных данных в задачах почвоведения подразумевает оценку влажности. Для этого на этапе обработки применяются разные методы определения скорости электромагнитных волн: по годографу отраженной волны (van Overmeeren et al., 1997), грунтовой (Ardekani, 2013), коэффициенту поверхностного отражения (Lambot et al., 2008); по методу Early Time Signal (ETS) analysis (Pettinelli et al., 2007). Но большее распространение получил метод

TDR (Topp, Davis, 1985), позволяющий путем использования калибровочной кривой, выполнять пересчет значений ДП в объемную влажность. Для данного метода разработано большое количество калибровочных кривых, но наиболее популярная была получена в работе (Topp et al., 1980).

Позже стали развиваться лабораторные методы измерения (Curtis, 2001; Shenhui et al., 2003). Но они требуют построения новых калибровочных зависимостей, желательно для разных типов отложений и частот измерений. На данный момент разработкой таких калибровочных зависимостей и изучением релаксационных процессов в почвах занимаются отечественные ученые (Бобров и др., 2019, Крошка, 2021).

Параллельно для целей интерпретации учеными проводился сбор и систематизация данных о величине ДП горных пород (Parkhomenko, 1967; Olhoeft, 1987; Daniels et al., 1995; Neal, Roberts, 2000). Имеющиеся справочные данные теряют актуальность из-за расширения спектра исследуемых георадаром отложений и повышения требований к точности оценок ДП.

В последнее десятилетие были разработаны методы полноволновой инверсии георадарного сигнала (FWI), основы алгоритма которой представлены в работах (Ernst et al., 2007; Meles et al., 2010). По настоящее время эти методы развиваются: внедряются данные шума, улучшаются алгоритмы для данных георадарного профилирования (Feng et al., 2019). Однако по-прежнему инверсия требует больших вычислительных затрат и в большинстве случаев опробована на данных скважинного георадара.

Цель диссертационной работы заключается в разработке методики интерпретации георадарных данных, обеспечивающей точную привязку георадарных отражений к границам, выделенным в точке независимого наблюдения и решении, на основе ее применения, некоторых прикладных задач геоморфологии, геоархеологии и почвоведения.

Задачи

1. Рассмотреть существующие связи между петрофизическими и электромагнитными свойствами песчано-глинистых отложений и определить доминирующие факторы формирования контрастов электромагнитных свойств в толще песчано-глинистых отложений.
2. Оценить сходимость результатов лабораторного и полевого методов измерения ДП на примере песчано-глинистых отложений.
3. Разработать технологию построения электрофизической модели по измеренным значениям ДП.

4. Разработать метод совместного анализа набора данных: гранулометрический состав, весовая влажность, электрофизическая модель, смоделированные и полевые георадарные данные, для выполнения точной геологической привязки георадарных отражений.
5. Разработать базу данных значений ДП песчано-глинистых отложений и калибровочные зависимости для лабораторного метода измерения электромагнитных свойств в широком диапазоне частот.

Методология и методы исследования

Для выполнения определенных выше задач использовалась следующая методология:

1. Определение петрофизических свойств песчано-глинистых отложений: гранулометрического состава с помощью лазерного анализатора размера частиц Microtrac Bluewave (Россия).
2. Определение электромагнитных свойств песчано-глинистых отложений лабораторным методом в коаксиальной ячейке (НПО «Терразонд»), полевым методом с помощью прибора TDR200 (Campbell Scientific, USA).
3. Георадарное профилирование с использованием георадара ОКО-3 (Геотех, Россия) с частотой антенн 400, 900 МГц.
4. Полноволновое 2D моделирование в grMax (программное обеспечение с открытым исходным кодом)
5. Программирование авторских алгоритмов для количественного сравнения модельных и полевых данных.

Научная новизна исследования

Впервые для песчано-глинистых отложений были получены база данных измерений ДП для набора частот (100, 250 и 500-1000 МГц) с привязкой к гранулометрическому составу, весовой влажности образца, частоте измерения, геоморфологической позиции; набор частотно-зависимых калибровочных кривых (для 100, 250 и 500-1000 МГц) для лабораторного метода измерения ДП. Впервые проведён сравнительный анализ сходимости методов измерения электромагнитных свойств (полевого и лабораторного). Установлены количественные расхождения между методами и определены условия, при которых их данные являются взаимозаменяемыми для целей интерпретации. Уточнены границы «георадарного плато» — диапазона частот с минимальной дисперсией ДП: установлено, что для песчано-глинистых отложений этот диапазон составляет 500 – 3000 МГц. Впервые на радарограмме были обнаружены георадарные отражения, отвечающие границам с низким коэффициентом отражения, меньше 0.1.

Теоретическая значимость работы

Исследование подтверждает резкое убывание ДП в диапазоне от первых МГц до 500 МГц у песчано-глинистых отложений, что приводит к смещению левой границы георадарного плато в область высоких частот. Этот результат значим с точки зрения учета дисперсии при разработке частотно-зависимых калибровочных кривых.

Практическая значимость работы

Разработан способ построения калибровочных зависимостей, необходимый для метрологического обеспечения лабораторного метода измерения электромагнитных свойств.

Полученные в работе методические рекомендации позволяют выполнить точную привязку георадарных отражений к границам с любой физической природой (изменением температуры, солености, плотности, степени трещиноватости). Значения ДП из составленной базы данных могут быть использованы для интерпретации, в частности, при переводе радарограммы в глубинный масштаб.

Защищаемые положения

1. Разработанный способ построения частотно-зависимых калибровочных кривых позволяет воспроизводить значения петрофизических параметров по результатам лабораторных измерений комплексной диэлектрической проницаемости.
2. Предложенная методика интерпретации позволяет построить физически обоснованную модель среды и произвести однозначную привязку георадарных отражений к границам, выделенным в точке независимого наблюдения с помощью разных подходов к классификации изучаемого разреза.
3. Разработанный алгоритм интерпретации позволяет идентифицировать на радарограмме нестратиграфические отражения.

Степень достоверности и апробация результатов

Достоверность полученных результатов измерений электромагнитных и петрофизических свойств обеспечивается использованием сертифицированных измерительных приборов и проверенной методикой измерений, совпадением части измерений с результатами, полученными другими исследователями.

Апробация результатов исследования проводилась в рамках научно-практических конференций: «ГеоЕвразия-2024. Геологоразведочные технологии: наука и бизнес», Москва, 2024; «ГеоЕвразия-2025. Геологоразведочные технологии: наука и бизнес», Москва, 2025; «Почвоведение: Горизонты будущего. 2023», Москва, 2023; «Инженерная и рудная геофизика 2023», Санкт-Петербург, 2023 и на научных семинарах «Современные проблемы геофизики и рудной геологии».

Публикации

Основные идеи и положения работы изложены в 4 научных статьях, опубликованных в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности и отрасли наук.

Личный вклад автора

В ходе экспедиций Института географии РАН автор совместно с коллегами принимала непосредственное участие в решении задач геоморфологии и геоархеологии с помощью метода георадиолокации для представленных в работе материалов (Глава 5), в том числе в проведении георадарного профилирования, отборе и описании образцов из скважин, измерении петрофизических и электромагнитных свойств на образцах, интерпретации георадарных данных. Подготовленные результаты были отражены в работе (Bricheva et al., 2024), где автору диссертации принадлежит равный с соавторами вклад.

Совместно с коллегами из Почвенного института имени В. В. Докучаева для решения задачи по межскважинной корреляции почвенных горизонтов, автором лично была проведена площадная георадарная съемка, измерены электромагнитные свойства почв и их гранулометрический состав, выполнена привязка георадарных отражений к границам в скважине. Полученные данные были использованы для значительного пополнения базы данных значений ДП (на 50 записей), представленной в работе (Глава 2). Подготовленные результаты были отражены в работе (Бричева и др., 2025), где автору диссертации принадлежит равный с соавторами вклад.

Все описанные в диссертации этапы методики интерпретации, обеспечивающие точную геологическую привязку георадарных отражений, были разработаны автором самостоятельно. Автор лично разработала алгоритм построения электрофизической модели и калибровочных кривых, спроектировала и реализовала физический эксперимент для оценки сходимости полевого и лабораторного методов измерения электромагнитных свойств, выполняла численное моделирование, что было отражено в работах (Тарасова и др., 2025; Тарасова и др., 2025) (Главы 3, 5), где вклад автора диссертации был определяющим.

Автор принимала активное участие в формулировании научных задач, обобщении и анализе итоговых материалов, и передаче их в печать. Автором была проделана существенная работа над текстом статей, включая их предоставление в редакции журналов, перевод на английский язык, а также ведение переписки с редакторами и рецензентами.

Глава 1. Обзор подходов к интерпретации георадарных данных в геологических приложениях

Применение метода георадиолокации началось в 1960-70-е гг. при исследованиях в Арктике и Антарктиде (Annan, 2002). Этому способствовали развитие инфраструктуры в этих регионах и требуемое изучение строения мерзлого грунта и его электрических свойств (Annan, Davis, 1976). Поэтому первой геологической средой, исследованной методом георадиолокации, был лед. Для исследований такой сложной среды как почвы метод впервые был применен во Флориде Бенсоном и Глаккумом в 1979 году (Doolittle, Collins 1995). В эти же годы последовали исследования для георхеологических целей, одной из первых была работа, посвященная изучению погребенных древних искусственных сооружений из природных материалов (каменные, глинобитные стены) (Lyons, 1978). Стоит отметить, что уже на тот момент, исследователи отметили сложность природных отложений по сравнению со льдом и техническими материалами (Dolphin et al., 1978). Помимо этого, накопленный к началу 1980-х гг. практический опыт при решении геологических задач выявил ограничения этого метода и ряд неблагоприятных грунтовых условий, в связи с чем интерес к методу на время угас. Начиная с 1990-х гг. количество приложений вновь стало расти, что было связано с развитием портативности георадарного оборудования, разработкой широкополосных антенн, систем позиционирования, цифровых технологий обработки сигналов. Результаты георадарных исследований становились более надежными и стабильными и, наряду с технологиями обработки, начали развиваться подходы к интерпретации георадарных данных.

Интерпретация в общем случае — это геологическое истолкование геофизических данных. В начале применения метода георадиолокации к решению геологических задачи интерпретация сводилась к выделению осадочных комплексов и фаций. Получить такую информацию из георадарных данных позволял заимствованный в 1990-х г., из области сейсморазведки подход радарной стратиграфии. Этот подход положил начало большому количеству георадарных исследований в областях седиментологии и геоморфологии (Jol, Bristow, 2003; Neal et al., 2003; Roskin, 2013; González-Villanueva et al., 2011; Thompson, 2021; Ribolini, 2025). Однако, за последние 25 лет значительно повысились требования, предъявляемые к интерпретации георадарных данных. Радарная стратиграфия не всегда могла удовлетворить им, поэтому стали появляться новые адаптированные подходы к интерпретации.

Анализ большого количества геологических приложений метода георадиолокации на сегодняшний день показал, что задача интерпретации может быть сведена либо к изучению

геологического строения разреза, либо физико-механических свойств отложений. В зависимости от решаемой задачи, будут различаться только требуемые детальность разделения разреза и физический параметр отложений. Тем не менее, на основе накопленного практического опыта можно в общем виде представить поэтапный подход к геологической интерпретации данных (Старовойтов, 2023):

1 этап. Убедиться, что на радарограмме выделяемые георадарные отражения являются полезными и связаны с реальными отражающими границами в разрезе.

2 этап. Выделить георадарные комплексы и фации.

3 этап. Построить глубинный разрез.

Однако выполнение каждого этапа бывает невозможным из-за несовпадения количества георадарных отражений и границ, зафиксированных в точке независимого наблюдения, по следующим причинам:

1. Наличие в разрезе «нестратиграфических» границ, не связанных с первичным залеганием слоев, обусловленных изменением температуры, влажности, формы и упаковки минеральных зерен, степенью трещиноватости и т.д.

2. Вертикальное разрешение метода георадиолокации, зависящее только от частоты и электромагнитных свойств среды, может не отвечать той детальности разреза, с которой его разделяют специалисты из разных областей (инженерная геология, почвоведение, геоморфология). Под детальностью понимаются мощности выделяемых в скважине почвенных горизонтов, инженерно-геологических элементов или осадочных комплексов. Детальность может быть избыточна по сравнению с разрешающей способностью метода, в таком случае границ в скважине наблюдается больше, чем георадарных отражений на радарограмме, или наоборот недостаточна.

Таким образом, затруднительно однозначно соотнести георадарные отражения с границами в скважине, то есть выполнить их геологическую привязку. По этой причине интерпретация становится неоднозначной.

Проблема неоднозначности неотделима от поставленной задачи и ее требований, поэтому в работе будет проведен обзор существующих подходов к интерпретации, применяемых при решении некоторых задач седиментологии, геоморфологии, геoarхеологии и почвоведении.

1.1 Подходы к интерпретации при решении задач седиментологии, геоморфологии и геоархеологии

В конце 1980-х и начале 1990-х годов была опубликована серия работ, в которых был продемонстрирован потенциал метода георадиолокации как инструмента для решения задач по изучению строения осадочных толщ (Smith, Jol, 1995; Jol, Smith, 1991; Davis, Annan, 1989). Только в случае геоморфологии эти задачи решаются применительно к различным генетическим формам рельефа (вулканическим, морским, перегляциальным, торфяным, флювиальным, ледниковым, эоловым) (Słowik, 2014), в случае седиментологии – обстановкам осадконакопления (ледниковые, предгорные, аллювиальные, озёрные и эоловые) (Gu et.al., 2019), а объект исследования геоархеологии – ландшафтный контекст археологического памятника, в частности, погребенные формы древнего рельефа и палеопочвы (Bakker et al, 2009; Nicoll, Murphy, 2014). В пределах глубинности метода георадиолокации объекты исследования у седиментологов, геоморфологов и геоархеологов схожие – приповерхностная часть разреза до 30 метров в зависимости от электромагнитных свойств среды. Помимо этого, области объединены по схожим задачам и требованиям.

Основные требования седиментологов к методу были связаны с возможностью определения смены типов слоистости и эрозионных поверхностей на радарограмме, необходимых для дальнейшего построения моделей осадконакопления. По мере накопления практического опыта, специалисты начали проводить исследования для изучения связей глубины проникновения и разрешающей способности георадарного сигнала с особенностями строения изучаемой среды. Например, для распространенной в седиментологии частоты антенны 100 МГц на сухих песчаных эоловых отложениях глубины составляют от 15 до 30 м (Schrott, Sass, 2008) разрешающая способность 0.3-0.7 м; во влажных, илистых и/или глинистых отложениях 5 м и 0.1-0.2 м соответственно (Doolittle, Collins, 1995; Bristow, Jol, 2003). Эта информация с одной стороны сузила круг решаемых задач, с другой стороны помогла сделать более конкретной их формулировку и определиться различным специалистам с требованиями, предъявляемыми к методу георадиолокации.

Применение георадара в геоморфологии началось в начале 2000-х гг. (Schrott, Sass, 2008). Геоморфологические приложения георадара в основном были сосредоточены на задачах картирования вечной мерзлоты, определения толщины перегляциальных отложений, отложений на склонах осыпей, аллювиальных конусах выноса, глубины и внутренней структуры оползней (Sauer, Felix-Henningsen, 2004; Porsani et al., 2005; Sass et.al., 2008; Sass, Krautblatter, 2007).

В области геоархеологии метод георадиолокации используют как для обнаружения потенциальных археологических объектов, так и для изучения стратиграфии вмещающей среды.

Например, распространенными задачами являются определение погребенных структур (Leckebusch, 2003; Fuchs, Zöller, 2006), картографирование палеопочв и палеоландшафтных особенностей (Verhegge et al, 2016; Bricheva et al., 2024). Относительно новые приложения георадара связаны с идентификацией последствий экстремальных событий: штормовых и цунамитных отложений (Gouramanis et al., 2015).

В Табл.1 представлены распространенные задачи и требования, предъявляемые к методу георадиолокации.

Таблица 1.

Примеры задач седиментологии, геоморфологии, геoarхеологии, предлагаемые для решения методом георадиолокации и требования к ним

Решаемая задача		Требования
седиментология	1. Определить фациальную архитектуру и стратиграфию (эоловых, прибрежных дюн)	1. Корреляция (2D/3D) выделенных осадочных фаций и верификация по скважинным данным (Bristow et al., 2007; Clemmensen, Nielsen, 2010; Jol, 2008); 2. Корреляция маркерных горизонтов (палеопочв) на площади 6 км ² (González-Villanueva, 2011); 3. Глубина изучения до 15 м (Roskin et al., 2013); 4. Установление контактов двух типов отложений по длине профиля 4 км до глубины 10 м (Thompson et al., 2021; Barboza et al., 2014); 5. Вертикальное разрешение 0.3 м для интерпретации верхних 5 м и 0.5 м – на 15 м; количественная оценка непрерывности и изменчивости границ радиолокационного комплекса (Corbeau et al., 2001).
	2. Идентификация палеопочв в дюнной системе	
	3. Определение положения цоколя дюны	
	4. Дифференциация эоловых и морских отложений	
	5. Детальная внутренняя архитектура песчаных отложений речного канала	

Решаемая задача		Требования
геоморфология	<ol style="list-style-type: none"> 1. Определение геометрии (палеорусел, погребенных речных долин) 2. Оценка изменчивости толщины пойменных отложений 3. Определение толщины активного слоя 4. Изучение внутреннего строения отложений речной террасы 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Глубины исследования до 4 м (Nimnate et al., 2017); 2. Вертикальное разрешение от 7 до 14 м (Leclerc, Hickin, 1997); 3. Необходимое разрешение 0.5-1.2 м на глубинах до 15 м (Arcone et al., 1998) 4. Разделение почвенно-растительного слоя, глинистых отложений и гравия до глубин 10 м, верификация скважинными данными (Hirsch, 2008).
геоархеология	<ol style="list-style-type: none"> 1. Определить мощности палеопочвенных горизонтов 2. Обнаружить погребальные ямы 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Разделить кровлю и подошву почв в интервалах глубин 0.3-2.9 м, 0-3.5 м (Lees, 1982) 2. Глубина исследования 1-2 м (Benson et al., 1990)

Подход радарной стратиграфии

Активное применение метода георадиолокации началось именно с решения задач седиментологии. Это связано с тем, что на тот момент исследователи начали применять сеймостратиграфический подход (Mitchum et al., 1977) для интерпретации георадарных профилей (Beres, Naeni 1991; Jol, Smith, 1991). Основная идея сеймостратиграфии состоит в том, что оси синфазности отраженных сейсмических волн параллельны стратиграфическим горизонтам, которые сопряжены с изменением литологии и упругих свойств. Ключевым в этом подходе является понятие осадочного комплекса – стратиграфическая единица, сложенная согласной последовательностью взаимосвязанных слоев, ограниченная в кровле и подошве несогласиями. Поэтому для выделения осадочного комплекса на сейсмическом разрезе достаточно определить несогласия. В рамках подхода была создана классификация видов залегания слоев по отношению к границам осадочного комплекса и характерная для них конфигурация осей синфазностей отраженных волн:

А) угловые несогласия (эрозионный срез, прилегание, налегание). Такие несогласия не вызывают затруднений при обнаружении, так как в таком случае наблюдается прекращение прослеживаемости одной системы отражений на другой;

Б) стратиграфическое (параллельное) несогласие, которое возникает из-за длительных перерывов в осадконакоплении. С обнаружением такого типа несогласия возникают трудности, так как оси синфазности отраженных волн от несогласий и границ имеют одинаковую форму (Старовойтов, 2023).

Подход к интерпретации георадарных данных, основанный на описанных выше принципах сеймостратиграфии получил название радарной стратиграфии. В георадиолокации чаще всего радарные комплексы выделяются по угловым несогласиям и приурочены к границам изменения литологии (рис.1). Данное утверждение было подтверждено еще в период активного применения метода в седиментологии путем сопоставления радарограмм и обнажений (Jol, Smith, 1991; Smith, Jol, 1992; Gawthorpe et al., 1993; Jol, Bristow, 2003; Neal, Roberts, 2000, 2001). Для более детального изучения разреза выделяются фации внутри георадарного комплекса. В седиментологии под фацией понимаются отложения определенных условий или ландшафтов (в случае геоморфологии). На радарограмме можно выделить георадарные фации, основываясь на параметрах волновой картины, таких как, конфигурация осей синфазности, амплитуда отражений, частотный состав, скорость распространения волны.

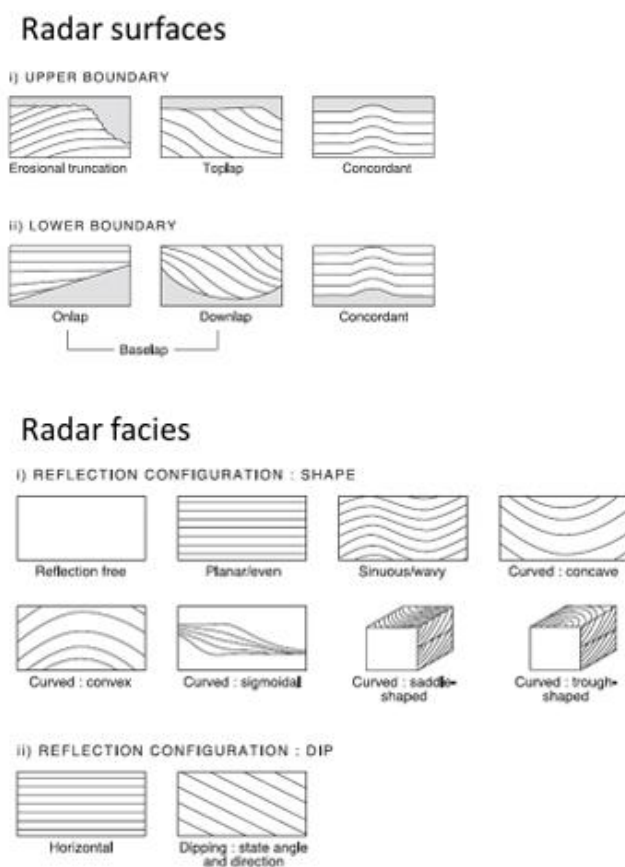


Рисунок 1. Виды несогласий по отношению к осадочному комплексу и типы радарных фаций с различной конфигурацией осей синфазностей отраженных волн (Neal, 2004)

Подход радарной стратиграфии подразумевает выполнение следующих шагов:

1. выделение георадарных комплексов и фаций на временном разрезе без привлечения геологической информации;
2. перевод в глубинный масштаб на основе информации о скоростях электромагнитных волн в разрезе;
3. привязка георадарных комплексов к геологическим границам.

Скорости электромагнитных волн, необходимые для перевода в глубинный масштаб, можно получить несколькими способами. Распространенным является определение по годографам дифрагированных волн путем подбора теоретической гиперболы к наблюдаемой на радарограмме. Второй способ основан на использовании переменной базы георадара с построением годографа отраженной волны. Применение данного приема требует наличия отчетливых отраженных волн, что не всегда бывает возможным. Третий способ основан на сопоставлении радарограммы со скважинными данными (Старовойтов, 2023). В таком случае предполагается, что первая ось синфазности отраженной волны приурочена к кровле или подошве верхней границы в скважине. Используя время прихода отраженной волны, определенной по данной оси синфазности, и глубину до первой границы по скважине, вычисляется скорость. При получении правдоподобного значения, выполняется привязка аналогичным способом для нижележащих границ. Если значение некорректно, то следует к мощности верхнего слоя прибавить мощность нижележащего и повторить процедуру. Четвёртый прием заключается в вычислении скорости по формуле при измеренном значении комплексной относительной диэлектрической проницаемости (ДП) (Владов, Судакова, 2017; Старовойтов, 2023). В большинстве зарубежных работ с использованием подхода радарной стратиграфии скорости определяются по годографам отраженной волн.

Геологическая привязка при наличии скважины производится способом, описанным выше при определении скорости. Как правило, яркие отражения (с большой амплитудой) привязывают к границам угловых и стратиграфических несогласий, идентифицированным в скважине, и сопровождающимся изменением в литологии. В случае отсутствия скважин на профиле используется информация о разрезе из стенок обнажений и карьеров. Также реперным горизонтом при привязке выступает уровень грунтовых вод (УГВ), отражения от которого на радарограмме имеют субгоризонтальную форму на фоне какой-либо слоистости (Старовойтов, 2023).

Подход радарной стратиграфии зарекомендовал себя как эффективный инструмент для исследования осадочных толщ различного генезиса и продолжает широко применяться в седиментологии, геоморфологии и геоархеологии.

Однако, за последние 25 лет технологический прогресс в естественно-научных методах привел к повышению требований к разрешающей способности и детальности георадарных исследований. Это способствовало развитию дополнений к классическому подходу радарной стратиграфии, направленных на повышение точности интерпретации осадочных разрезов, которые рассматриваются далее.

Детальное сопоставление радарных фаций со скважинными данными. Создание атласов фаций.

В последнее десятилетие в георадарных исследованиях отмечается тенденция к расширению базы радарных фаций. Это направление развивает принципы классификации, разработанные в работах (van Overmeeren, 1998; Neal, Roberts 2004). В основе лежит визуальное сопоставление радарного образа (фрагмента радарограммы) с фотографией, зарисовкой или описанием геологической фации, привязанной к нему. Данный метод интерпретации позволяет идентифицировать различные обстановки осадконакопления – гляциальные, флювиальные, эоловые и моренные на радарограммах (рис.2). Как правило, такие атласы создаются при изучении строения осадочных толщ со сложной структурой, например, русловые, пойменные отложения аллювиальных долин (Dara et al., 2019), моренные дельты (Kurjański et al., 2021) и позволяют повысить точность геологической интерпретации на качественном уровне в условиях недостатка априорной информации.

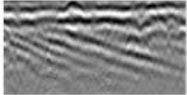

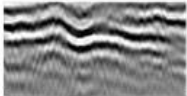
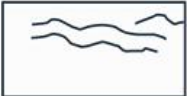
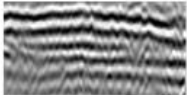

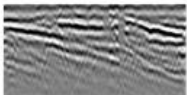

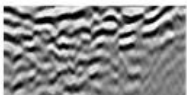

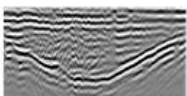

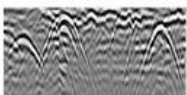

Radar image	Tracing	Facies description	Interpretation
		Dipping 20-30°. Low to medium amplitude. Continuous.	Cross bedded river dune sediments. Sand.
		Sinuuous/wavy. Medium to high amplitude. Continuous/moderately continuous.	Stream and river sediments. Sand and gravel.
		Subparallel. Medium amplitude. Moderately continuous.	Cover sands.
		Oblique – tangential. Low to medium amplitude. Moderately continuous.	Cross bedded estuarine deposits. Sand.
		Oblique – chaotic. Medium to high amplitude.	Unsorted, mixed material. Sand and gravel.
		Curved concave/convex. Medium to high amplitude. Continuous/moderately continuous.	Channel shapes (convex). Beach ridges (concave). Sand.
		Hyperbola	Boulders

Рисунок 2. Архитектурные элементы моренной дельты по обнажениям, сопоставленные с радарными образами (Kurjański et al., 2021).

В настоящее время наблюдается развитие данного подхода в сторону использования методов машинного обучения для автоматического распознавания и классификации фаций на радарограммах (Svensson, 2021).

Интеграция петрофизических данных, измерений электромагнитных свойств и моделирования георадарного сигнала

С ростом опыта в применении метода радарной стратиграфии исследователи пришли к выводу, что интерпретация носит преимущественно качественный характер. Появились идеи, что для более уверенной интерпретации важно понимать физическую природу и происхождение наблюдаемых радиолокационных отражений. Поэтому в начале 2000-х г. была опубликована серия работ с примерами количественного сравнительного анализа георадарных и седиментологических данных (van Dam and Schlager, 2000; Corbeanu et al. 2001; van Dam et al., 2002; van Dam et al., 2003; Kruse, Jol, 2003). Общими приемами в этих работах является использование лабораторных измерений петрофизических, электромагнитных свойств осадков и моделирования для расчета георадарного отклика, что расширяет возможности и снижает неоднозначность интерпретации (Bristow, Jol, 2003).

Идея подхода состоит в идентификации георадарных отражений, используя сопоставление с синтетической трассой, смоделированной по известному распределению

электромагнитных свойств в разрезе, и сведениями об изменении петрофизических свойств. В таком случае, становится возможным обоснованно привязать георадарное отражение к границе изменения ДП. На основе петрофизических данных эта граница впоследствии привязывается к изменению влажности, структуры, текстуры или цвета в осадочной толще (рис.3).

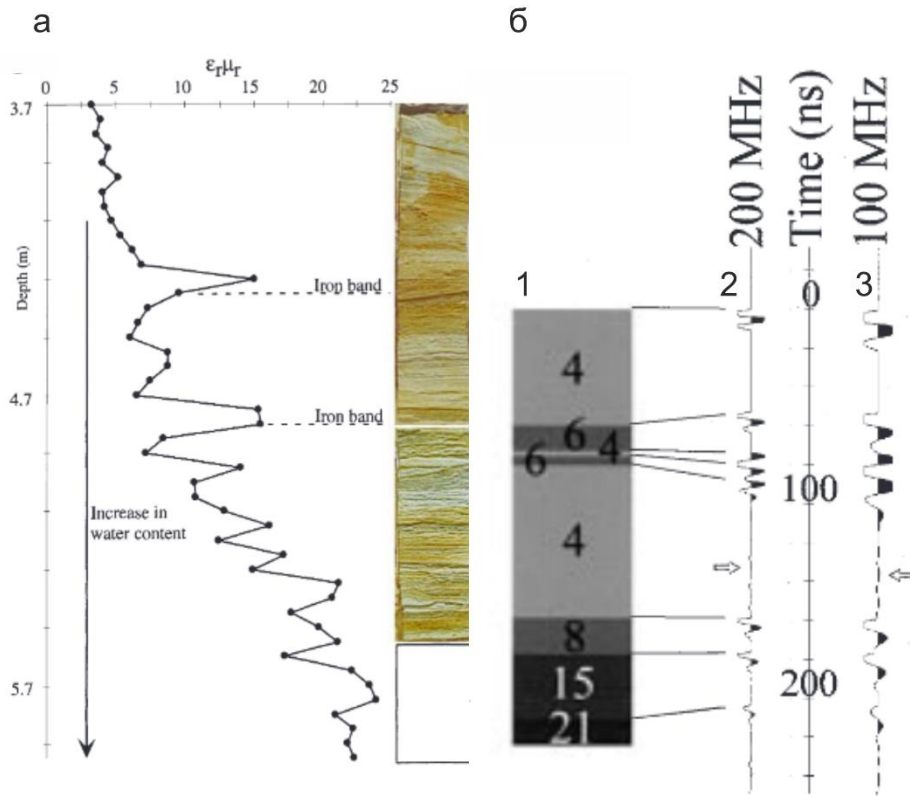


Рисунок 3. Пример выполнения привязки отраженного импульса на трассах (2,3) к границам прослоев ожелезненного песка с помощью модели ДП (1), предложенный в работе (van Dam and Schlager, 2000) а) сопоставление повышенных значений ДП с прослоями ожелезненных песков б) привязка контрастов ДП к георадарным отражениям

Авторы работы (van Dam and Schlager, 2000) выяснили, что отраженные электромагнитные волны образуются на границах ожелезненных песков и органического вещества. Железо и органическое вещество обладают большей водоудерживающей способностью и, как следствие, большей ДП (van Dam et al., 2003). Применение данного метода позволило выполнить привязку георадарных отражений к границам их истинного образования в разрезе.

Другими исследователями были получены выводы о том, что оси синфазности отраженных волн могут привязываться к границам изменения упаковки и формы минеральных зерен (Guillemoteau et al, 2012).

Описанный выше подход интерпретации не получил дальнейшего распространения, несмотря на перспективность. На данный момент, технологии моделирования и измерения электромагнитных свойств получили повсеместное распространение. Конечно-разностное моделирование стало одним из самых популярных передовых методов анализа, и сейчас пользователю георадара доступен широкий спектр его подходов. А опыт применения полноволнового моделирования показывает, что даже простые модели могут предоставить важную дополнительную информацию для расширенной интерпретации георадарных данных (Ercoli et al., 2021). Помимо этого, появились лабораторные методы измерения электромагнитных свойств.

Выводы по разделу 1.1

Интерпретация георадарных данных в приложениях седиментологии, геоморфологии и геоархеологии находится в процессе перехода от качественного анализа к количественному. Несмотря на значительные ожидания, сформулированные исследователями два десятилетия назад в отношении комплексного подхода, сочетающего измерения свойств осадков с моделированием, в научной литературе наблюдается недостаток практических примеров. Перспективным является развитие данного подхода интерпретации с учетом современного уровня развития технологий.

1.2 Подходы к интерпретации при решении задач почвоведения

Почвенные исследования необходимы в сферах продовольствия, сельского хозяйства и экологии. Информация о распределении влаги в почве и о состоянии корневой системы необходима для определения уровня обеспеченности растений питательными веществами; сведения о содержании органического вещества важны для оценки запасов углерода. Высокая практическая значимость исследования почв требует высоких стандартов к количеству и точности почвенных наблюдений. Поэтому с конца 1970-х годов во всем мире изучаются возможности использования метода георадиолокации для почвенных исследований (Doolittle, 1987).

В почвоведении метод георадиолокации используется для решения широкого спектра задач, большинство из которых направлены на получение точных количественных пространственных и временных оценок свойств почв и изучение ее структуры (Doolittle, Nelson, 2009) (Табл.3). В качестве примеров можно привести задачи по определению строения почвенного профиля (Simeoni et al., 2009, Winkelbauer et al., 2011, Золотая, Коснырева, 2015, Ryazantsev et al., 2022; Бричева и др., 2025); оценки содержания воды (Lambot et al., 2004, Weihermüller et al., 2007, Grote et al., 2010) и ее мониторинга (Klenk et al., 2015); изучению корневых систем (Рязанцев и др., 2020), солености почв (Hagrey, 2000).

Распространенной задачей является оценка влажности почв (Zajícová, Chuman, 2019). Следующей на очереди стоит задача по разделению разных типов почв на генетические горизонты. Почвенные горизонты не являются геологическими слоями или отдельными стратиграфическими единицами, они представляют собой стадии измененности исходной геологической породы (материнской) в ходе почвообразовательных (педогенных) процессов (Holliday et al., 2023). В научных работах по почвоведению при описании почвенного профиля горизонтам присваиваются буквенные обозначения в соответствии с международным стандартом WRB (World Reference Base for Soil Resources). Заглавные буквы А, В, С отвечают основным минеральным горизонтам: поверхностному гумусовому, иллювиальному (горизонт накопления), почвообразующему (материнскому). Горизонты разделяются по доминирующему в них процессу (гумусонакопление, иллювиирование, оглеение и др.), подкреплённому описанием почв (цвет, структура, текстура) и лабораторными данными (гранулометрический состав) (Табл.2).

Таблица 2.

Основные почвенные горизонты и их обозначение по WRB

Буквенное обозначение	Название горизонта	Описание
О	Organic	Органический материал, лесная подстилка
А	Mineral topsoil	Поверхностный минеральный горизонт с гумусом
Е	Eluvial	Осветленный горизонт вымывания (вымывание глины и оксидов железа)
В	Illuvial	Горизонт накопления (глина, оксиды железа)
С	Parent material	Материнская порода без признаков почвообразования
R	Bedrock	Скальная порода

Выделяются также переходные горизонты, которые сочетают в себе признаки соседних и обозначаются сочетанием их заглавных букв, например, АВ, ВС. Для детализации свойств и выделения подгоризонтов внутри горизонта используют малые индексы, например, индекс *s* (Bs) означает присутствие солей, а *g* (Bg) – признаки оглеения. Для разных типов почв характерны собственные последовательности генетических горизонтов, что связано с продолжительностью почвенных процессов, внешними условиями (климат, гидрология) и типом материнской породы.

В развитых почвах, как правило, присутствуют все три горизонта, а на начальных этапах развития почв только А и С (рис.4).

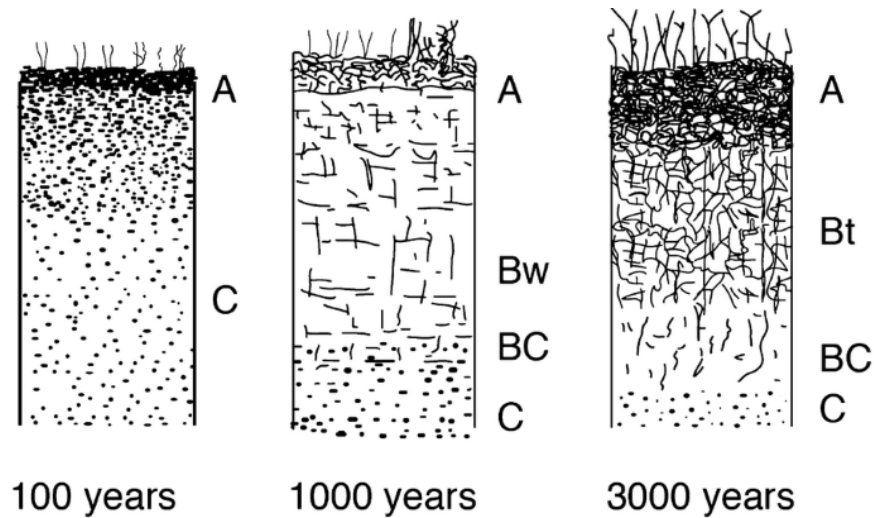


Рисунок 4. Принципиальная схема развития почв во времени по материнской породе С (Holliday et al., 2023).

Физические предпосылки разделения почвенных горизонтов с помощью метода георадиолокации приведены в исследовании (Van Dam, Schlager, 2000), в котором было доказано, что при объемном содержании воды в почве более 5% различия в ее текстуре могут проявиться в электромагнитных свойствах. То есть текстура и структура почвенных горизонтов контролируют содержание воды, а следовательно, создают разность ДП на границах горизонтов, что делает возможным их обнаружение на радарограмме. К факторам, определяющим ДП почвы в сухом состоянии, можно отнести присутствие кальцита, плотность сухой массы, пористость, уплотнение (Salat, Junge, 2010) или содержание органического вещества в почве (Jonard et al., 2014, Lauer et al., 2010). При этом повышение влажности в почвенном профиле способствует более точным оценкам при разделении горизонтов из-за увеличения контрастов ДП между ними (van Dam et al., 2002).

Изучение корневой системы и ее параметров выходит за рамки данной работы, поэтому особенности этих задач не рассматриваются.

От метода георадиолокации при решении почвенных задач требуется высокое вертикальное разрешение, так как изучаемые свойства и горизонты почв сосредоточены до глубины 75 см (Yost, Hartemink, 2020). Существуют минимальные требования к точности результатов, однако, как отмечает автор работы (Doolittle, 1987), их недостаточно для гарантии правильности выполненной работы. Например, в (Galagedara et al., 2005) было отмечено, что погрешности в определении глубины 10-15 см являются в почвоведении недопустимыми. Поэтому, несмотря на собранные в Табл. 3 примеры требований, можно уверенно сказать, что в

задачах почвоведения любое повышение точности, в частности, результатов георадиолокации, будет актуально.

Таблица 3.

Примеры задач почвоведения, предлагаемых для решения методом георадиолокации, и требования к ним

Решаемая задача		Требования
Структура почв	<p>Определение мощности:</p> <ol style="list-style-type: none"> горизонтов в каменистых лесных почвах органических прослоев Разделение (сподикового горизонта) Bh и аргилитового (Bt) Определение толщины бореальных лесных почв Определение положения пахотного горизонта Апах, гумусового горизонта Ahum, переходных оподзоленных горизонтов BE и EB лесных почв 	<ol style="list-style-type: none"> Глубина исследования 0.5-1 м (Sucre et al., 2011) Вертикальное разрешение 10 см (Winkelbauer et al., 2011) Разделить кровлю и подошву горизонтов на глубинах 23-76 см и 100-178 см (Collins, Doolittle, 1987) Глубина исследования до 25 см, разрешение 1 см (Ryazantsev et al., 2022) Вертикальное разрешение 10 см на глубине 1 м (Золотая, Коснырева, 2015)
Свойства почв	<ol style="list-style-type: none"> Оценка изменения влажности почвы в условиях орошения. Определение конкретной глубины залегания влаги. Мониторинг пространственных вариаций влажности почвы в масштабе поля 	<ol style="list-style-type: none"> Получение оценки влажности до глубины 20-50 см (Galagedara et al., 2005) Разрешение 10 см (Pan et al., 2012) Оценка влажности на глубинах 5-10 см (Weihermüller et al., 2007)

Интерпретация георадарных данных в почвоведении подразумевает разделение по глубине почвенных горизонтов и количественную оценку свойств, преимущественно содержания воды. Высокие требования к точности результатов привели к большому разнообразию подходов к интерпретации. Несмотря на это их объединяет одна цель – оценить с максимальной точностью значения ДП (или скоростей электромагнитных волн), необходимые для определения глубин и мощностей горизонтов, а также оценки влажности. Другой особенностью подходов к интерпретации георадарных данных в почвоведении, является их

неразрывная связь с моделями пересчета значений ДП в какой-либо физической параметр: влажности, глинистости, солености.

Способы оценки скоростей электромагнитных волн и модели пересчета ДП в значения влажности и глинистости

В целях интерпретации георадарных данных для оценки скоростей обычно используется один из трех классических способов, за исключением прямых измерений ДП (см. п.1.1). Однако, при решении почвенных задач из-за требуемой малой глубины исследования применяются и другие способы оценки по георадарным данным: по годографу грунтовой волны (Ardekani, 2013; Galagedara et al., 2005; Lu et al., 2017; Pallavi et al., 2010), по методу коэффициента поверхностного отражения (Lambot et al., 2008).

Годограф грунтовой волны можно получить, используя классическую методику общей глубинной точки (ОГТ) или методом широкоугольных отражений и преломлений (в зарубежной литературе известный как WARR). Скорость рассчитывается по годографу грунтовой волны на радарограмме общего пункта возбуждения (ОПВ).

Методы, основанные на многократном смещении антенн, трудоемки и имеют низкое пространственное разрешение. Однако, существует способ определения скорости и в методике общего смещения, в таком случае время прихода грунтовой волны рассчитывается относительно времени воздушной волны, а глубина проникновения грунтовой волны берется из данных других исследователей, изучающих ее при разных частотах. Эффективная глубина проникновения грунтовой волны варьируется в зависимости от текстуры почвы, частоты антенны и присутствующих влажных/сухих условий. Однако в условиях сухих почв при методике общего смещения, отделить воздушную волну от грунтовой практически невозможно.

Метод коэффициента поверхностного отражения требует специальной полевой методики: перемещения антенн над поверхностью земли и наличия металлической пластины на поверхности. Тогда величина ДП почвы (ϵ) рассчитывается по формуле (Lambot et al., 2008):

$$\epsilon = \left(\frac{1 + \frac{A_r}{A_m}}{1 - \frac{A_r}{A_m}} \right)^2 \quad (1)$$

где A_r – амплитуда отражения от поверхности почвы, A_m - от металлической пластины.

Этот метод подходит для определения влажности в очень тонких верхних слоях почвы до 10 см (Ardekani, 2013). В полевых условиях трудно поддерживать постоянную высоту антенн, к которой метод очень чувствителен.

При решении задачи по оценке содержания воды (θ) в почве используются полученные каким - либо из представленных выше способов, значения ДП (ϵ) (или скоростей). Предпосылками этому служат широко изученные опытным путем взаимосвязи между ДП почвы

и объемным содержанием воды в ней. С началом применения метода георадиолокации в почвоведении были предложены различные эмпирические корреляции или калибровочные зависимости (кривые). Установлено, что универсального калибровочного уравнения на данный момент не существует (Бобров и др., 2019). Имеются также обзоры различных теоретических моделей пересчета ДП в объемную влажность (Friedman, 1998, Grote et al., 2003, Friedman, Robinson, 2002). Другой подход к определению скорости основан на диэлектрическом перемешивании входящих в почву элементов. В подходе используются объемные доли и ДП каждого компонента почвы для получения приблизительной корреляции. Однако, формулы в моделях перемешивания не учитывают взаимодействия между составляющими смеси и верны лишь в частных случаях, а теоретические модели имеют слишком сложное математическое представление даже для простых сред (Владов, Судакова, 2017). Поэтому в задачах почвоведения широко используются эмпирические калибровочные зависимости, в частности, формула Топпа (Topp et al., 1980):

$$\Theta = -0.053 + 0.0292 \cdot \varepsilon - 0.00055 \cdot \varepsilon^2 + 0.0000043 \cdot \varepsilon^3 \quad (2)$$

Эта формула имеет ряд ограничений: в глинистых тяжелых почвах рассчитанные значения влажности получаются завышенными по сравнению с прямыми измерениями из-за влияния связанной воды; в органических почвах формула занижает влажность на 10–20% (Perin et al., 1992; Kellner, Lundin, 2001). Было также показано, что в засоленных почвах формула неприменима, так как высокая электропроводность вносит вклад в ДП (Wraith, 2008). В работе (Blonquist et al., 2005) указывается, что формула не подходит для почв с высокой пористостью и органикой. К тому же результаты более современных измерений диэлектрических свойств почв показали, что изменение ДП с содержанием влаги зависит от типа почвы (Wang, Schmutge, 2007). Поэтому существуют другие модели, адаптированные под особенности строения почв. Так, для песчаных почв применяется формула (Roth et al., 1990):

$$\Theta = 0.118 \cdot \varepsilon - 0.168 \quad (3)$$

для уплотненных песчаных (Malicki et al., 1996):

$$\Theta = 0.104 \cdot \varepsilon + 0.103 \quad (4)$$

для глинистых (Dirksen, Dasberg, 1993):

$$\Theta = 0.112 \cdot \varepsilon - 0.153 \quad (5)$$

Калибровочные зависимости (2) – (4) были построены по результатам измерения электромагнитных свойств методом временной рефлектометрии, TDR.

Стоит отметить, что исследователи (Бобров, 2019; Ercoli et al., 2018) настаивают на применении индивидуальных калибровочных кривых, так как они значительно повышают точность оценок влажности.

Early Time Signal analysis

В работе (Pettinelli et al., 2007) была предложена новая методика определения влажности почв на основе георадарных данных, не использующая классические способы расчета скоростей. Методология включает в себя исследование изменений амплитуды комбинированных воздушных и грунтовых волн по огибающей радарной трассы, которые находятся в самой ранней части отраженного сигнала, что и дало название данному методу Early Time Signal analysis. Авторы методики показали, что различия этих волн по амплитудным и фазовым характеристикам связаны с электромагнитными параметрами почвы.

Полученные оценки ДП затем пересчитываются в значения влажности, то есть подход также требует калибровки. Преимущество метода заключается в использовании георадара с общим смещением, при этом в анализе не важно, разделены ли по времени грунтовая и воздушная волны, что часто является ограничением в методе грунтовых волн.

В работах (Benson, 2010; Benedetto, Tosti, 2018) был предложен более эффективный и точный подход к измерению содержания влаги и глины в почве – метод сдвига частоты. Данный метод относится к анализу раннего сигнала, так как анализируются характеристики фаз грунтовой и воздушной волн. В основе метода лежат экспериментальные наблюдения: по мере увеличения содержания влаги или глины в почве спектр частот смещается от высоких к низким. Таким образом, для прогнозирования объемной влажности (ω) по величине пика частоты (f_p), выраженному в Гц, предлагается следующая формула:

$$\omega = (A - f_p)/B \quad (6)$$

где A и B – коэффициенты регрессии, откалиброванные по экспериментальным данным.

Full wave inversion или FWI

В последнее десятилетие был разработан и опробован метод полноволновой инверсии георадарного сигнала (FWI), основы алгоритма которой представлены в работах (Ernst et al., 2007; Meles et al., 2010). По настоящее время инверсионные методы активно развиваются: внедряются данные шума, улучшаются алгоритмы для данных георадарного профилирования (Feng et al., 2019). FWI позволяет оценить содержание воды в почве и восстановить ее строение (Lambot, 2004).

Цель инверсии заключается в восстановлении значений ДП и проводимости по измеренному георадарному сигналу. Алгоритм инверсии применим только при соблюдении методики полевых работ - расположения антенны над поверхностью земли (оптимальная высота 0,5–2 м), хотя в более поздних работах (Lambot, André, 2014) авторы учли влияние контактных антенн, но они требуют дополнительной калибровки. На первом этапе инверсии необходимо решить прямую задачу по заданным начальным электромагнитным свойствам среды, используя

тензорную функцию Грина и модель антенны. В качестве начальной модели чаще всего используется либо однослойная однородная модель, либо двухслойная. Затем на вход подаются наблюдаемые данные – радарная трасса, полученная путем одного излучения-приема (А-скан). На втором этапе выполняется оптимизация в частотной области – методом наименьших квадратов минимизируется разность между модельной и наблюдаемой радарной трассой. В ходе оптимизации восстанавливаются ДП и проводимость в зависимости от частоты, усредненные по эффективному объему зондирования. Например, в случае однослойной модели, результатом инверсии будут единые значения проводимости и ДП для всего подповерхностного слоя, мощность которого зависит от частоты и проводимости почв. Таким образом, выходным результатом инверсии являются точечные оценки ДП и проводимости над местом зондирования (получением радарной трассы). Данный метод применялся к широкому спектру почвенных исследований: описание почвы (Mourmeaux et al., 2014), оценка влажности (Ardekani, 2013; Lambot et al., 2008; Minet et al., 2012), толщина органического прослоя (André et al., 2014; André et al., 2016; Jonard et al., 2014).

Главными ограничениями инверсии являются большие временные и вычислительные затраты. К недостаткам можно отнести возможность получения только точечных оценок свойств по профилю и при том их низкое вертикальное разрешение, как правило, на выходе имеются усредненные значения ДП и проводимости только для 1-2 слоев. Количество слоев ограничено начальной моделью, в которой их обычно не больше двух, многослойные тонкослоистые модели приводят к значительным ошибкам. Также метод чувствителен к начальной модели и требует точной априорной информации. Некорректные результаты получаются в случае наклонных слоев и наличии включений в разрезе. Перспективным направлением является совмещение FWI с машинным обучением, однако, такие алгоритмы требуют большой базы обучающих выборок (Liu et al, 2024).

Reflection Imaging

При решении задач по изучению строения почвы: разделение профиля на почвенные горизонты и определение их толщин используется подход, в зарубежной литературе именуемый как Reflection Imaging. Подход подобен радарной стратиграфии и опирается на корреляцию осей синфазности отраженных волн с границами несогласий. Однако, для почвенных профилей такая однозначная связь не установлена вследствие ограниченного количества подобных исследований и неочевидности физической природы отражающих границ. В пределах почвенного профиля специалисты выделяют маломощные почвенные горизонты, которые не имеют отношения к осадочным комплексам и границам несогласий, обычно выделяемым в традиционном подходе радарной стратиграфии. Поэтому вопрос о создании систематического подхода к интерпретации георадарных данных применительно к почвенному профилю, является актуальным.

1.3 Причины неоднозначной интерпретации

Независимо от используемого подхода к интерпретации георадарных данных, ключевым этапом в ней остается процедура привязки осей синфазности отраженных волн к геологическим границам. Эта процедура важна для межскважинной корреляции границ, как основной задачи, которая предлагается для решения методом георадиолокации в областях седиментологии, геоморфологии и геоархеологии. Именно при практической реализации привязки и перевода в глубинный масштаб исследователи сталкиваются с проблемой несовпадения количества наблюдаемых осей синфазностей отраженных волн и границ в скважине. Это приводит к невозможности однозначного сопоставления фаз отраженных сигналов с границами реальных геологических элементов (осадочных комплексов, фаций). Неоднозначная интерпретация нарушает основные требования задач, которые ставятся специалистами-геологами перед методом георадиолокации: корреляция границ в межскважинном пространстве и разделение кровли и подошвы целевых пластов (см. п. 1.1.). Существует ряд причин, приводящих к проблеме геологической привязки, которые будут рассмотрены ниже.

Искажения формы отраженного сигнала

Форма отраженного георадарного импульса может осложняться вследствие интерференции в тонких слоях и наличия конечной проводимости у слоев.

Еще в ранних работах (Moore et al., 2004) и (Guha et al., 2005) авторы указали на трудность разделения кровли и подошвы тонкого минерального слоя из-за сложной формы наблюдаемого отраженного импульса, которая обусловлена явлением интерференции, происходящего в слоях ниже уровня разрешения георадиолокации. В экспериментальном подходе, описанном в (van Dam et al., 2003) к оценке георадарного отклика от структур ниже уровня разрешения были построены импедансные модели тонкослоистых осадочных слоев и рассчитаны синтетические трассы. В результате было показано, что итоговое георадарное отражение от структур субсантиметрового масштаба состоит из интерферирующих между собой близко расположенных импульсов. Сочетание этих факторов приводит к образованию георадарного отраженного импульса сложной формы, включающего несколько фаз, которые являются фиктивными, не связанными с положением реальных границ (van Dam et al., 2003).

Со стороны интерпретации эта проблема приводит к неточной оценке мощности тонкого прослоя, к ошибкам стратификации осадочной толщи, так как фиктивное отражение может быть привязано к реальной несогласной границе.

В качестве инструмента, позволяющего понять какие слои в разрезе вызывают интерференцию отражений необходимо применять акустическое или полноволновое моделирование на основе точечных измерений ДП в скважине, как это было показано в (van Dam

et. al, 2003). В работе (Guha et al., 2005) было показано, что можно выявлять зоны тонких слоев по наблюдаемому сдвигу спектра отраженных сигналов в область высоких частот, но в таком методе все равно нельзя осуществить привязку к кровле и подошве каких-либо слоев.

В работе (Turner, 1992) было установлено, что даже при нормальном падении у отраженного сигнала могут происходить фазовые сдвиги при наличии слоев с конечной проводимостью, который вызывает дальнейшие искажения формы сигнала и приводят к неправильной интерпретации. Однако, в научной литературе нет информации о способах распознавания искажений сигналов за счет проводимости.

Наличие нестратиграфических отражений

С начала использования подхода радарной стратиграфии исследователями на радарограммах были обнаружены оси синфазности субгоризонтальной формы, секущие видимую слоистость в разрезе. Было установлено, что эти отражения не связаны с первичным залеганием слоев и, как правило, маркируют УГВ (Старовойтов, 2023). Такие отражения также могут возникать на любых флюидных контактах; диагенетических горизонтах (прослой пепла, глауконита, фосфорита, оксидов и карбонатов железа, магнезия, кальция, конкреционные образования) (Neal, 2004); границах с изменением размера, формы и упаковки кварцевых зерен (Guillemoteau et al, 2012; Leandro, 2019), содержания органического вещества (van Dam 2002), степени минерализации (Крылов и др., 2014); температурных границах (Ryazantsev, 2025). В зарубежной литературе георадарные отражения, возникновение которых связано с изменением физических свойств в разрезе, получили название non stratigrafic reflections (нестратиграфические) (Neal, 2004). На рис.5 (а, б, в) показаны примеры наличия нестратиграфических отражений: многочисленные оси синфазности наблюдаются в однородном слое суглинков (2), в котором, согласно описанию, встречаются прослой пепла и пемзы (рис.5, а); изменения в температуре отложений и солености также проявляются на радарограмме в виде фаз отраженных волн (рис.5, б, в).

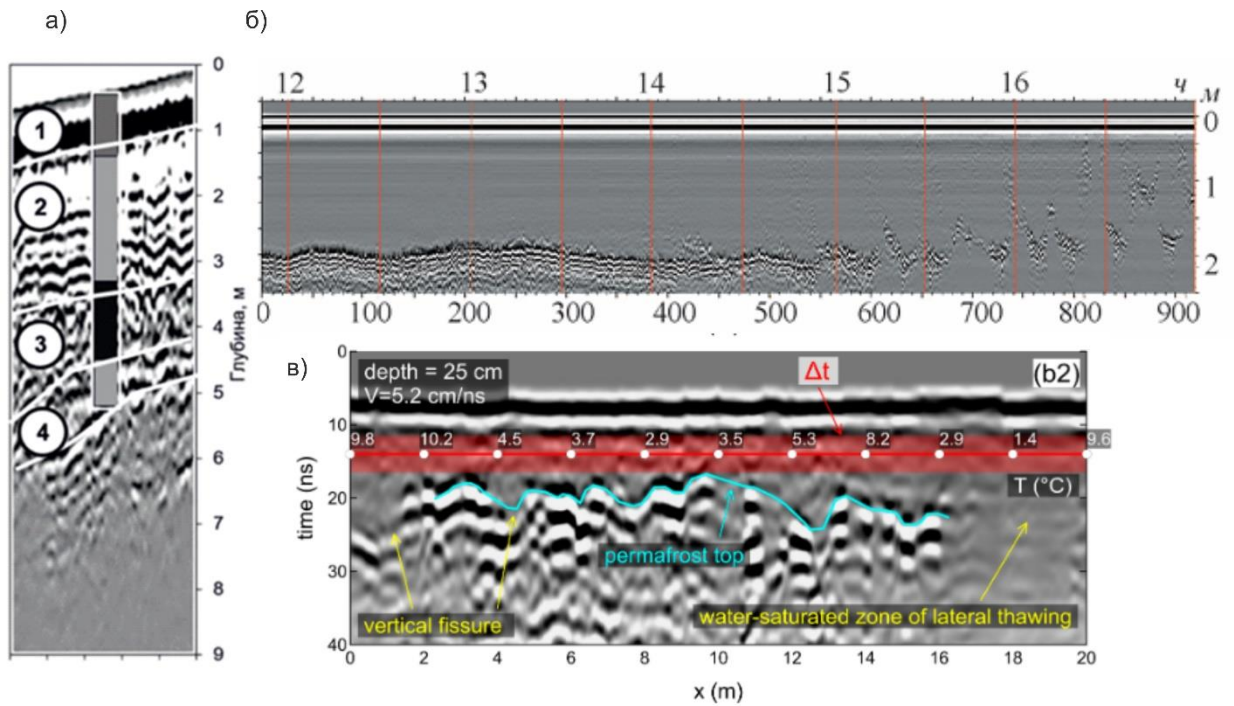


Рисунок 5. Примеры присутствия нестратиграфических отражений на радарограммах а) Фрагмент радарограммы, сопоставленный с литологической колонкой. 1- почвы, 2 - суглинки с прослоями пепла и пемзы, 3 - обломочная порода, 4 – суглинки (по данным (Едемский, Прокопович, 2020); б) радарограмма с выраженной осью синфазности, отвечающей границе между пресной и соленой водой по данным (Крылов и др., 2014) в) радарограмма с отражениями, приуроченными к температурным границам в торфе по данным (Ryazantsev, 2025)

Таким образом, в разрезе в пределах любого на первый взгляд однородного слоя (песка, суглинка, воды, льда) встречаются границы с изменением физических свойств. Такие границы могут сопровождаться и изменением, в частности, электромагнитных свойств, что приводит к пространственному несовпадению контрастов изменения ДП или проводимости с литологическими и стратиграфическими границами. В результате наблюдаемые оси синфазности отраженных волн в таком разрезе не будут наследовать истинную литологическую последовательность, а значит, будут некорректно привязаны и проинтерпретированы. Вопросы важности идентификации георадарных отражений и выяснении их истинной природы были подняты в работе (Van Dam, Schlager, 2000). Предложенный авторами подход к интерпретации (см.п.1.1.) позволяет отделить «стратиграфические» отражения от «нестратиграфических» и таким образом избежать ошибок при геологическом толковании георадарных данных. Однако, за последние 20 лет подход не развивался, несмотря на усовершенствование технологий электромагнитного моделирования и приборов для измерения электромагнитных свойств.

Подобная ситуация встречается и в почвоведении: на радарограмме могут наблюдаться оси синфазности, не связанные с изменением свойств на границах почвенных горизонтов, которые принято называть недиагностическими. Такие отражения были отмечены в работе (Collins, Doolittle, 1987), авторы связали причину их образования с изменениями размера зерен, плотности почвы, влажности или химических свойств и идентифицировали их на своей полевой радарограмме в диапазоне глубин 40-90 см между отражениями, отвечающими кровлям почвенных горизонтов Bh и Bt (рис.6)

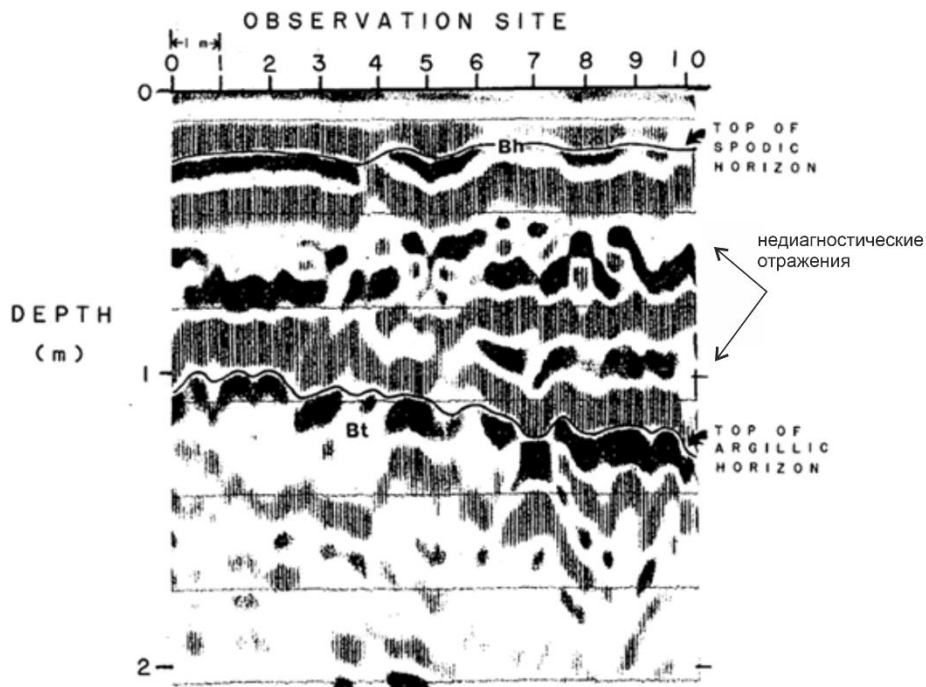


Рисунок 6. Фрагмент радарограммы с установленными недиагностическими отражениями на глубинах 40-90 см по данным (Collins, Doolittle, 1987)

Градиент электромагнитных свойств

Другой особенностью строения осадочных толщ с точки зрения распространения электромагнитных волн является градиент ДП или проводимости в разрезе. Это приводит к тому, что изучаемая среда состоит из многочисленных границ 2 рода. Такие среды изменяют амплитудные и фазово-частные характеристики отраженного сигнала: уменьшается амплитуда, импульс растягивается по времени и приобретает более сложную форму. Примером таких сред в осадочных породах является капиллярная кайма от УГВ в мелкозернистых песках с постепенным изменением электромагнитных свойств, что приводит к очень слабому по амплитуде отражению от УГВ. Многочисленные измерения диэлектрических свойств осадочных отложений, в частности песчано-глинистых, показывают перекрывающиеся диапазоны изменения ДП для разных типов пород (Владов, Судакова, 2017). Это означает, что их комбинация в разрезе также может привести к градиенту электромагнитных свойств. Ослабление амплитуд отраженных волн

или вообще их полное отсутствие, которое происходит в такой среде, может создать ложное впечатление об однородности разреза, хотя в действительности он имеет сложную стратификацию (Giannakis et al., 2021).

Для почвенных горизонтов также свойственны градиентные изменения физических свойств. Почвоведы часто используют обозначения переходных горизонтов сочетанием букв. «Размытость» границы между почвенными горизонтами также усугубляет однозначную интерпретацию георадарных данных. Установлено, что метод георадиолокации позволяет определить контрастные горизонты В, С и R, поскольку они резко отличаются по свойствам от соседних (Lapen et al., 1996; Collins, Doolittle, 1987; Doolittle, 1987; Truman et al., 1988; Doolittle, Asmussen, 1992). Не вызывают достаточных контрастов ДП для формирования отражения тонкие изменения свойств почвы (цвета, пятна и незначительные изменения текстуры), что характерно для переходных горизонтов (AB, AC, BC) и подгоризонтов внутри основных.

Трудности с идентификацией границ переходных горизонтов известны с начала использования георадара в почвоведении и остаются неразрешенными на сегодняшний день. Примеры с неустановленными границами переходных горизонтов представлены в работах (Collins, Doolittle, 1987; Zajícová, Chuman, 2022).

Выводы к Главе 1

В большинстве исследований, посвященных применению метода георадиолокации в решении задач седиментологии, геоморфологии, геоархеологии и почвоведения не уделяется внимания причинам, затрудняющим геологическую привязку георадарных отражений. Увеличивающиеся потребности в повышении точности результатов георадарных исследований, требуют разрешения описанных выше трудностей, которые приводят к неоднозначной интерпретации. Существует немного исследований, направленных на преодоление неоднозначной интерпретации и основаны они на сочетании петрофизической информации о разрезе, измерении электромагнитных свойств и моделировании георадарного сигнала, однако, они не развивались на протяжении 20 лет. За эти годы появились новые методы измерения электромагнитных параметров, в частности, лабораторный, а также инструменты полноволнового моделирования.

Глава 2. Петрофизические и электромагнитные свойства песчано-глинистых отложений¹

В работе рассматриваются строение и свойства рыхлых песчано-глинистых отложений по нескольким причинам:

1. Отложения относятся к осадочным рыхлым обломочным горным породам, которые сформировались в четвертичное время, а потому характерны для верхней части разреза – доступной глубинности для георадарного метода. Также песчаные и глинистые породы являются наиболее распространенными на территории России (Васильчук и др., 2005).

2. Эти толщи формируются в результате механического выветривания, денудации и переноса материала из ранее возникших горных пород ветром, временными и постоянными водотоками, ледниками. В зависимости от механизма образования и места осаждения, формируются эоловые, аллювиальные (пойменные, русловые), делювиальные, коллювиальные (склоновые), пролювиальные (конусы выноса), моренные ледниковые отложения. Иначе говоря, эти отложения слагают типичные объекты исследования седиментологов и геоморфологов, например, эоловые дюны, прибрежные бары, морены, поймы и террасы рек, которые изучаются методом георадиолокации.

3. Подавляющая часть почв формируется на рыхлых осадочных обломочных отложениях, поэтому их минеральный и гранулометрический состав унаследован от почвообразующих горных пород. Большинство почв по гранулометрическому составу называются песками, супесями, суглинками и глинами. При этом существует разделение на легкие (песчаные) и тяжелые (глинистые) почвы (Ковда, Розанов, 1988).

Таким образом, рассмотренные в Главе 1 задачи, предлагаемые для решения с помощью метода георадиолокации, подразумевают изучение песчано-глинистых отложений. В таком случае, выбранная автором цель требует рассмотрения их состава, строения, основных петрофизических и электромагнитных свойств.

¹ При подготовке данного раздела диссертации использована следующая публикация, выполненная автором в соавторстве, в которой согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

5. Бричева С.С., Шилов П. М, Юрченко А. П., **Тарасова М. А.**, Матасов В. М. Опыт геофизической диагностики пространственно-временной изменчивости свойств городских почв // Почвоведение. – 2025. – № 6. – С. 813-829. – EDN: ATFURA. (1.96 п. л., вклад автора 25%). Импакт-фактор 2.20 (РИНЦ).

2.1 Состав и строение песчано-глинистых отложений

Любая горная порода является многофазной и многокомпонентной средой. Ее объем складывается из объема твердой минеральной части, объема жидкой компоненты и газовой фазы, а также объема биотической составляющей.

2.1.1 Гранулометрический состав и минералогия

В зависимости от типа породы может изменяться объемное соотношение фаз, в некоторых случаях содержание отдельных компонент, например, биотической или газовой, может быть пренебрежимо мало, однако, без исключения в породе всегда присутствует твердая компонента и является основным структурным элементом. Для ее описания и свойств необходимо знать минеральный и гранулометрический состав, в соответствии с которыми обломочным осадочным породам присваивается название.

Гранулометрический состав

При изучении обломочных пород размер обломков является главным классификационным признаком. Рыхлые обломочные породы в зависимости от преобладающего размера обломков разделяются на пески, супеси, суглинки, глины. Существуют различные классификации частиц по размерам, разработанные разными специалистами – литологами, петрографами, грунтоведами, почвоведом. Автором было принято решение представить классификацию по В.В. Охотину (Табл.4), в которой разделение частиц на классы по их размерам связано с физическими свойствами. Например, частицы размером меньше 1 мкм имеют броуновское движение в воде и резко отличаются по минералогии и относятся к классу глинистых. Верхняя граница песчаных частиц – 2 мм, так как при больших размерах капиллярное поднятие отсутствует (Васильчук и др., 2005).

Таблица 4.

Название структурных элементов рыхлых обломочных пород по данным (Васильчук и др., 2005)

Класс	Размер элементов, мм
Галька и щебень	40-200
Гравий и дресва	2-40
Песчаные частицы	0.05-2
Пылеватые частицы	0.001-0.05
Глинистые частицы	Менее 0.001

Количественное соотношение частиц различных размеров в породе оценивается с помощью гранулометрического анализа. По его результатам дается не только название породы, но и предварительно устанавливается ее происхождения и свойства. Для наименования пород по

их гранулометрическому составу используются общие и частные классификации. Общие охватывают больше типов пород, к таким относится классификация по В.В. Охотину, в которой учитываются размеры глинистых, пылеватых и песчаных частиц. В качестве примеров пород, выделяемых в соответствии с этой классификацией, можно привести следующие: песок, супесь легкая, тяжелая, суглинок средний, тяжелый, глина, глина пылеватая, тяжелая. Частные классификации разработаны для конкретных типов пород или почв. Среди таких классификаций наибольшее распространение в России получила по Н.А Качинскому для почв, в основе которой лежат два класса размерностей: физическая глина (меньше 0.01 мм) и физический песок (больше 0.01 мм). Породы по Н.А. Качинскому именуются как песок рыхлый, песок связанный, супесь, суглинок легкий, средний, тяжелый, глина легкая, средняя, тяжелая.

Гранулометрический состав обломочных пород неразрывно связан с генезисом отложений, в которых они встречаются. Например, пески, в которых преобладают обломки гравелитистой и гравийной размерностей встречаются во флювиогляциальных и моренных образованиях. А пески, состоящие из песчаных и пылеватых частиц, формируют толщи аллювиальных отложений русловых и пойменных фаций. Монодисперсным составом обладают эоловые и прибрежно-морские пески, а также пески равнинных рек. Как правило, распространены полидисперсные отложения, включающие глинисто-пылево-песчаную систему размерностей и характерны для ледниковых, элювиальных, делювиальных, пролювиальных обстановок осадконакопления.

Таким образом, согласно большинству названий в классификациях рыхлых обломочных пород, в работе под термином «песчано-глинистые отложения» будут пониматься отложения, сложенные песками, супесями, суглинками и глинами.

Минеральный состав

Рыхлые песчано-глинистые отложения имеют полиминеральный состав и включают обломки минеральных зерен и глинистых частиц. Основная масса минеральных зерен представлена силикатами: кварц, слюды, полевые шпаты, реже – плагиоклазы, пироксены, биотит. В процессе выветривания магматических и метаморфических пород эти минералы дробятся на более мелкие составляющие из-за несовершенств их структуры до размеров глинистых частиц. Среди глинистых минералов наиболее распространены глиноземистые: каолинит, смектит, гидрослюда. Эти минералы поступают в осадок из кор выветривания или размывающихся глинистых пород путем переноса ветром, речными потоками, ледником. Стоит отметить, что присутствие в песчано-глинистых отложениях даже небольшого количества глинистых минералов (от 3%) оказывает определяющее влияние на их физические свойства (Осипов, Соколов, 2013).

Диагенетические включения

Помимо основных минералов в состав песчано-глинистых отложений могут входить диагенетические включения – образования, которые формируются в результате физических и химических процессов в осадке в зависимости от условий его образования. Так, старичные, озерные, лагунные, болотные фации отложений включают органическое вещество. Пески и супеси практически всегда содержат железо от нескольких процентов до его сотых долей. В зонах аэрации железо накапливается в виде окисных соединений и придает отложениям буровато-желтый цвет. Также железо может откладываться в результате почвообразовательных процессов. Многие из подвижных форм железа влияют на свойства отложений (Васильчук и др., 2005; Осипов, Соколов, 2013). В разрезах включения органического вещества и железа легко идентифицируются по черным прослоям и красно-бурым пятнам или узорчатым рисункам.

2.1.2 Строение порового пространства

У каждой горной породы существует пространство, не заполненное минеральной компонентой, которое принято называть пустотностью. В этом пространстве могут содержаться жидкая, газовая и биотическая составляющие. По форме выделяются пустоты каверновые, трещинные, поровые и смешанные. Для рыхлых песчано-глинистых отложений характерна поровая пустотность, которая образуется отдельными порами – пространством в частицах, между ними или структурными агрегатами. Размеры пор зависят от различных факторов: размера и формы зерен, минералогии, степени упаковки, окатанности. Так, в песчаных породах преобладают мезопоры с размерами 1-0.01 мм, в глинах – микропоры с размерами 10-0.1 мкм. Различаются поры также и по форме: изометричные, анизометричные, щелевидные. Сложная морфология пор, межмикроагрегатно-зернистая, образуется при сочетании глинистого материала и обломочных зерен, то есть в песчано-глинистых отложениях (Трофимов и др., 2005). Например, в озерном суглинке кварцевые зерна покрыты глинистой «рубашкой», формируя агрегат, и контактируют с другими через глинистые мостики (рис.7). Такое строение, называемое скелетной микроструктурой, характерно при накоплении песчано-пылевато-глинистых частиц (Соколов, 1996). Таким образом, в суглинках и супесях пустотное пространство формируют как поры между зернами и глинистыми частицами, так и между такими связанными агрегатами.

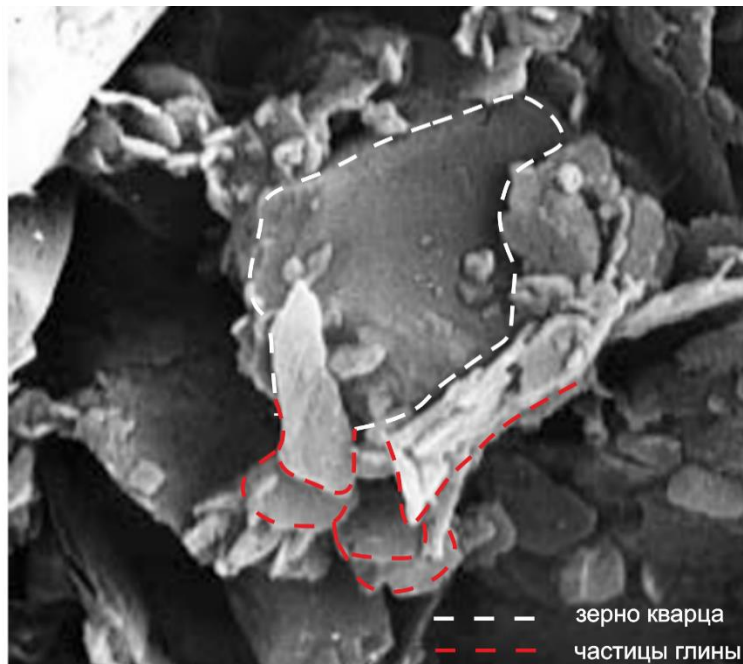


Рисунок 7. РЭМ-фотография озерного суглинка, увеличение 1500X по данным (Соколов, 1996) с изменениями

У пород с хорошо отсортированными зернами поры могут между собой связываться, то есть являются открытыми. Закрытые поры являются изолированными и не имеют связи между собой, не обеспечивая передвижение флюидов.

2.1.3 Распределение жидкой фазы

Наличие пор в породе определяет возможность их заполнения различными жидкостями и газами. В результате порода становится многофазной средой, свойства которой начинают зависеть от входящих в нее компонент. Вода в горных породах может содержаться в разном виде, выделяют химически связанную, физически связанную и гравитационную (свободную) воду (Ржевский, 1978).

Химически связанная вода входит в строение кристаллической решетки минералов. Важно отметить, что химически связанная вода обуславливает изменение свойств только на высоких температурах. Физически связанная вода удерживается молекулярными силами на поверхности минеральных зерен и образует вокруг них гидратные оболочки. Количество такой воды зависит от адсорбционной способности породы, то есть от способности удерживать на своей поверхности жидкость электростатическими силами. Адсорбированная вода присуща глинистым породам. Физически связанная вода не перемещается в породе и может быть удалена при температуре 105-110 градусов по Цельсию. Количество такой воды можно оценить показателем максимальной гигроскопичности. Содержание физически связанной воды в первую очередь определяется размером зерен и минеральным составом. Песчано-глинистые породы

имеют следующие значения максимальной гигроскопичности: пески – 1–7%; супеси – 9–13%; суглинки – 15–23%; глины – 25–40%. Свободная вода в породе находится в капиллярных порах (капиллярная вода) и в крупных порах (гравитационная вода), по которым передвигается за счет сил тяжести. Гравитационная вода — это вода грунтовых вод, способная свободно перемещаться в водоносном слое. Количество капиллярной воды определяется размерами пор, которые перпендикулярно расположены к зеркалу грунтовых вод.

Получить представление о том, как может располагаться вода конкретно в песчано-глинистых породах помогает схема из работы (Breedee, 2012) (рис.8). При полном насыщении (рис.8, а) межзеренные поровые пространства выступают в качестве больших пор, в то время как области контакта зерен действуют как узкие поры, глинистые минералы в основном свободно расположены во всем насыщенном поровом пространстве. При средней насыщенности (рис.8, б) глинистые минералы перегруппировываются в меньший доступный объем насыщенных пор, некоторые частицы глины связываются с песчаными зернами. В случае низкого насыщения (рис.8, в) области контакта зерен становятся большими порами, в то время как водяные пленки вокруг песчинок действуют как узкие поры. В естественных условиях могут встречаться все 4 случая насыщения, а следовательно, и преобладание разных видов воды.

Важно отметить, что вариации влажности обусловлены мелкомасштабными текстурными и структурными изменениями в осадке. Так, в работе (van Dam et al., 2003) на примере песчаных отложений было показано, что на водоудерживающую способность оказывают влияние органическое вещество и оксиды железа. Также выводы об удержании воды, доступной для растений, органическим веществом почв представлены в более современных работах (Murphy, 2015; Lal, 2020).

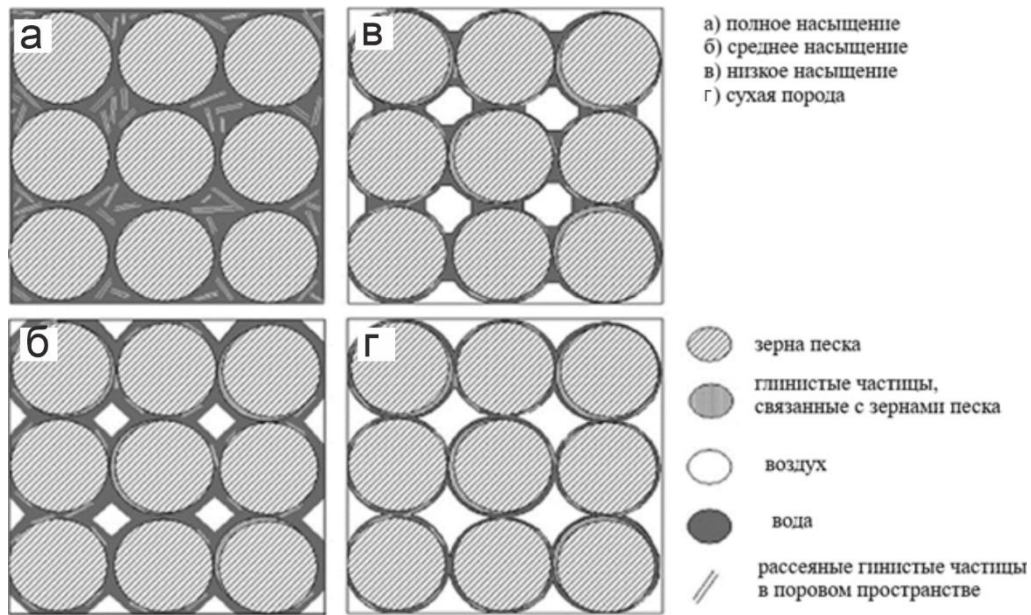


Рисунок 8. Схема порового пространства песчано-глинистой смеси с различным насыщением с изменениями по (Breede, 2012)

Таким образом, жидкая компонента песчано-глинистых отложений может быть представлена несколькими видами воды в зависимости от минерального и гранулометрического состава и формы частиц. В песках и супесях вода может быть только капиллярной и гравитационной, а количество физически связанной воды возрастает с ростом числа глинистых минеральных частиц, которые окружены водной пленкой за счет адсорбции. В собственно глинах существует только физически связанная вода, некоторый объем свободной воды может находиться в микропорах.

2.2 Петрофизические параметры песчано-глинистых отложений

Для целей данной работы важно не только качественное описание песчано-глинистых отложений, но и количественная оценка их петрофизических свойств. Автором будут рассмотрены плотностные и гидродинамические свойства.

В работе уделяется внимание именно этим свойствам по двум причинам: во-первых, они являются достаточными для объяснения поведения песчано-глинистых отложений в электромагнитном поле, во-вторых, их чаще всего используют геоморфологи, почвоведы и седиментологи в своих исследованиях (Константинов и др., 2023; Гуркова, Соколов, 2022).

2.2.1 Плотностные параметры

К параметрам, описывающим плотностные свойства относятся пористость и коэффициент пористости. Пористость и коэффициент пористости количественно выражают общую поровую пустотность, включающую объем всех пор и закрытых, и открытых. Под пористостью (n) понимается объем пор в единице объема породы V_s :

$$n = 1 - V_s \quad (7)$$

Коэффициент пористости (e) выражает объем пор в объеме твердой фазы породы V_c :

$$e = \frac{n}{V_c} \quad (8)$$

Согласно результатам экспериментальных измерений (Fredlund, Rahardjo, 1993), пески имеют общую пористость – 30-35%, супеси – 10-15 %, суглинки – 35 - 55 %, глины – 85-90 %; по данным (Васильчук и др., 2005) общая пористость песков изменяется от 25 до 55 %, чаще 35-45%. Численные показатели пористости неразрывно связаны с представлениями об устройстве порового пространства. Для того, чтобы описать количественно эту связь, можно воспользоваться аналитическими моделями расчета пористости. Для описания пористости песчано-глинистых отложений подходящей является модель «дробной упаковки», представленная в (Koltermann, Gorelick, 1995). Модель описывает полуэмпирический закон, по которому рассчитывается общая пористость бимодальной смеси ϕ_{mix} , состоящей из мелких (глинистых) частиц F_{small} и крупных (песчаных) частиц F_{large} , которым отвечают пористости ϕ_{small} и ϕ_{large} соответственно. Тогда, выполняется ряд условий:

Для объемных долей фаз F :

$$F_{small} + F_{large} = 1 \quad (9)$$

Для долей твердых частиц f :

$$f_{small} + f_{large} = 1 - \phi_{mix} \quad (10)$$

Тогда объемная доля твердых частиц связана с долей фазы соотношением:

$$f_{small} = (1 - \phi_{small}) * F_{small} \quad (11)$$

Используя формулы (9)-(11) был построен график зависимости общей пористости от содержания глинистых частиц (глинистости) (рис.9). График имеет две ветви, отвечающие двум режимам заполнения пустотного пространства. В первом режиме мелкие зерна расположены в пустотном пространстве крупных зерен, во втором – крупные зерна внутри мелкозернистой матрицы.

Теперь, исходя из этого графика, а также используя информацию о реальном строении пор (п.2.1.2), можно объяснить увеличение измеренных значений пористости в ряду: пески, супеси, суглинки, глины. Глинистые частицы в силу их маленького размера могут размещаться в

пустотном пространстве между зернами песка, и минимальная общая пористость такой смеси будет достигнута тогда, когда глинистые частицы полностью его заполняют. При дальнейшем увеличении содержания глинистых частиц меняется режим упаковки: зерна кварца уже находятся в глинистом матриксе, и общая пористость песчано-глинистой смеси увеличивается, стремится к высокой пористости глин. Собственно глины имеют высокую общую пористость за счет большого количества пор малого диаметра.

Для описания заполненности порового пространства глинистыми частицами удобно пользоваться понятием рассеянной глинистости. Количественно можно оценить параметром удельной массовой глинистости (Зеливянская, 2015):

$$K_{\text{гл}} = \frac{m_{\text{с.гл}}}{m_{\text{с.п}}} \quad (12)$$

где $m_{\text{с.гл}}$ – масса сухих глинистых частиц, $m_{\text{с.п}}$ – масса сухой породы. На рисунке 9 (б) представлены виды порового пространства в зависимости от глинистости, которая меняется от 0 до 1.

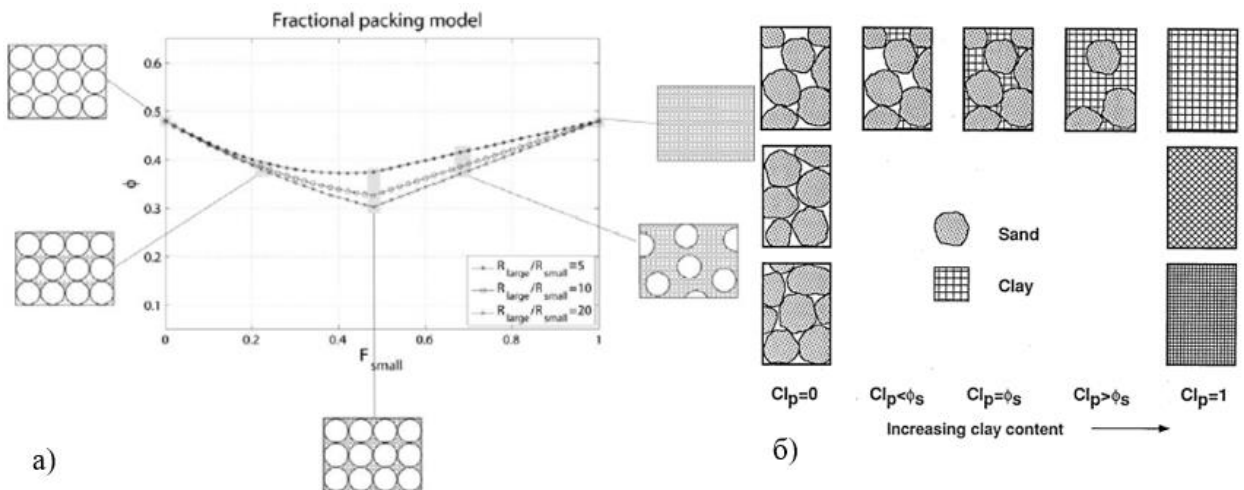


Рисунок 9. а) График изменения общей пористости от глинистости б) Вид порового пространства при увеличении глинистости (Guillemoteau et al., 2012; Knoll, 1996)

2.2.2 Гидродинамические свойства

Для количественного выражения содержания воды в породе пользуются понятиями весовой и объемной влажности. Весовая влажность ω определяется как отношение массы воды m_w к массе твёрдой компоненты породы m_{sk} (Васильчук и др., 2005):

$$\omega = \frac{m_w}{m_{sk}} \quad (13)$$

Объемная влажность $\omega_{\text{п}}$ выражает отношение объема воды V_w к объему всей породы V_{tot} :

$$\omega_{\Pi} = \frac{V_w}{V_{tot}} \quad (14)$$

В целом, естественная весовая влажность песков изменяется от 1% до 25-30%. В верхней части разреза, выше капиллярной каймы влажность песков небольшая и составляет 1 – 5%. В зоне капиллярного увлажнения капиллярная влагоемкость увеличивается и достигает максимума на уровне грунтовых вод. В зоне насыщения весовая влажность составляет 25-30%. Естественная влажность глин находится в пределах от 5% до 100%. Наибольшую влажность имеют глины ниже уровня грунтовых вод и могут достигать 100%. В зоне аэрации влажность глин изменяется от 10 до 50%. В зависимости от минерального состава глин при прочих равных условиях монтмориллонитовые глины имеют наибольшую влажность, каолиновые – наименьшую.

Таким образом, песчано-глинистые отложения с петрофизической точки зрения представляют собой несвязанную смесь, состоящую из обломков разного размера кварца, полевого шпата, слюд и мелких глинистых частиц. В зависимости от их количественного соотношения по разным классификациям породам присваиваются названия, среди которых обязательно встречаются пески, супеси, суглинки, глины. Размер зерен, минеральный состав, а также наличие включений определяют устройство порового пространства и водоудерживающую способность.

2.3 Электромагнитные свойства песчано-глинистых отложений

Сведения данного раздела имеют ключевое значение для настоящего исследования, поскольку интерпретация георадарных данных предполагает анализ осей синфазности отраженных электромагнитных волн, формирование которых в разрезе определяется исключительно пространственным распределением диэлектрических и проводящих свойств в разрезе. Для обеспечения однозначной привязки георадарных отражений к текстурно-структурным изменениям в отложениях, то есть к литологическим, почвенным границам необходима информация о связях между петрофизическими и электромагнитными свойствами песчано-глинистых отложений. При этом следует учитывать, что электромагнитные свойства проявляются только при воздействии внешнего электрического поля и являются частотно зависимыми.

К параметрам, которые численно оценивают электромагнитные свойства, относятся комплексная относительная диэлектрическая проницаемость (ϵ), проводимость (σ), магнитная проницаемость (μ). Значения величин этих параметров контролируются частотой приложенного внешнего электрического поля и вызванного им механизма поляризации породы. Частота поля – это внешний фактор, не имеющий связи с геологией, тип поляризации породы зависит от частоты, но также определяется составом и строением горной породы. На этом основании, между

электромагнитными свойствами породы и ее петрофизическими особенностями может наблюдаться связь. Иначе говоря, полученные на одной частоте значения электромагнитных параметров породы, будут обусловлены ее строением и составом. На этом выводе и основано изучение геологического строения с помощью метода георадиолокации, в котором изучение пород происходит на георадарных частотах от сотен МГц до нескольких ГГц. Поэтому изучение электромагнитных свойств пород на данных частотах является областью интереса в георадиолокации и, в частности, необходимо для интерпретации данных.

2.3.1 Диэлектрическая проницаемость, проводимость

По способности проводить электрический ток вещества делятся на проводники, полупроводники и диэлектрики. Эта способность связана с наличием в веществе свободных электрических зарядов, ионов и электронов, а количественно она описывается параметром проводимости σ , который для полупроводников и диэлектриков принимает значения от 10^{-20} до 10^4 См/м. Большинство горных пород являются диэлектриками, то есть в них преобладают связанные заряды, и потому при наложении внешнего электромагнитного поля их электромагнитные свойства еще описываются параметром ДП (Владов, Судакова, 2017).

Физически присутствие горной породы во внешнем электромагнитном поле приводит к его ослабеванию за счет процессов поляризации и токов смещения, происходящих внутри нее. В зависимости от частоты поля и типа поляризации в породе, степень уменьшения напряженности внешнего поля может быть различной. Отношение, показывающее во сколько раз, суммарная напряженность поля в веществе меньше, чем в вакууме, называется относительной ДП (Ржевский, 1978). В литературе принято использовать относительные значения ДП ($\epsilon_{\text{отн}}$) (Владов, Судакова, 2017):

$$\epsilon_{\text{отн}} = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (15)$$

где $\epsilon_0 = 8,854187817 \cdot 10^{-12}$ – диэлектрическая проницаемость вакуума, ϵ – абсолютное значение диэлектрической проницаемости.

В случае, если среда является неидеальным диэлектриком, то есть обладает некоторой конечной проводимостью меньшей 1 См/м, величина $\epsilon_{\text{отн}}$ становится комплексной:

$$\hat{\epsilon} = \epsilon' + i\epsilon'' \quad (16)$$

Мнимая часть ДП зависит от частоты переменного внешнего электрического поля и проводимости среды:

$$\epsilon'' = \frac{\sigma}{\omega\epsilon_0} \quad (17)$$

где σ – проводимость, ω – частота поля, ε_0 – относительная ДП. С математической точки зрения прибавление мнимой части вызывает увеличение значения ДП и, следовательно, противоположно направленное поле, что приводит к уменьшению суммарного электрического поля диэлектрика. Физический смысл этого процесса состоит в том, что энергия внешнего поля расходуется в этом случае на образование токов проводимости, приводящих к нагреву среды (при высоких частотах).

Далее величина комплексной относительной диэлектрической проницаемости ($\varepsilon_{отн}$) будет записано без индексов, а в тексте упоминаться как ДП.

Чтобы описать потери энергии, связанные с проводимостью, вводится понятие тангенса потерь:

$$\tan \delta = \frac{|\varepsilon''|}{\varepsilon'} = \frac{\sigma}{\omega \varepsilon_0 \varepsilon'} \quad (18)$$

Значение тангенса угла диэлектрических потерь для большинства пород приблизительно одинаково и равно 0.01 (Ржевский, 1978). Помимо проводимости, на величину потерь влияет частота внешнего поля ω и значение действительной части ДП.

Далее будут более подробно рассмотрены процессы поляризации и зона «георадарного плато», характерные для песчано-глинистых отложений, а также приведены для них значения ДП, собранные по разным литературным источникам.

2.3.2 Виды поляризации в диэлектрике. Дисперсионные кривые диэлектрической проницаемости песчано-глинистых отложений

Горные породы с точки зрения электромагнетизма содержат и свободные заряды, и связанные, а потому при наложении внешнего электрического поля происходят параллельные процессы: проведение электрического тока и поляризация. Так как большинство пород – диэлектрики, то доминирующим процессом является поляризация и связанные с ней токи смещения, которые и определяют величину действительной части ДП. Энергия приложенного электрического поля вызывает смещение связанных зарядов, в результате чего у вещества появляется дипольный момент (поляризация). Поляризация происходит не мгновенно, а через какое-то время, называемое временем релаксации τ , что связано с межмолекулярными силами и тепловым движением в веществе, которые препятствуют токам смещения. Такая физическая природа поляризации обуславливает зависимость ДП от частоты. На рисунке 10 показана зависимость действительной и мнимой частей ДП и проводимости от частоты внешнего поля, а также типы поляризации (ионная, дипольная, атомная, электронная) в разных частотных диапазонах.

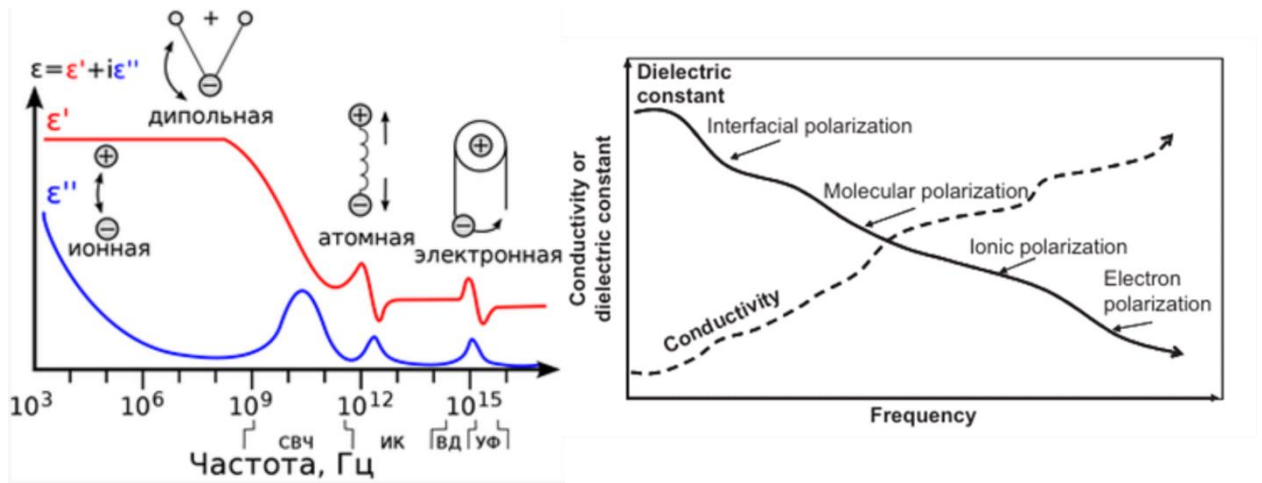


Рисунок 10. Схематическое поведение вещественной и мнимой составляющих ДП и проводимости в широком диапазоне частот для гипотетического неидеального диэлектрика по данным (Мальшикина, 2012) и (Mohamed, 2018)

В области георадарных частот от 10^6 Гц до 10^9 Гц значения действительной части ДП практически не изменяются с частотой, а значения мнимой части близки к 0, поэтому этот интервал частот является рабочим для метода георадара и в зарубежной литературе именуется как «GRP plateau» (Annan, 2002) или «георадарное плато» (Владов, Судакова, 2017). На кривой проводимости не наблюдается проявлений релаксаций, ее значения нелинейно возрастают с ростом частоты.

Выделяют 4 вида поляризации: ионная, дипольная, атомная, электронная. Электронная обусловлена смещением атомных оболочек атомов и наблюдается во всех диэлектриках; ионная наблюдается в кристаллах и связана со смещением ионов относительно их положения равновесия; атомная вызывает смещение атомов в молекуле; дипольная вызывает поворот полярных молекул диэлектрика (воды, некоторых газов). Для большинства минералов характерны электронный, атомный типы поляризации с быстрым временем релаксации ($\tau \approx 10^{-12}-10^{-13}$ с), поэтому они имеют низкие значения ДП, 4-8. Для воды характерна дипольная релаксация, обладающая большим временем релаксации $\tau \approx 10^{-12}-10^{-10}$ с и значительным дипольным моментом, что обуславливает высокие значения ДП – 80 (при 20 градусах Цельсия). Поэтому ДП осадочных пород, в частности, песчано-глинистых отложений, определяется их влажностью (Зацепин, Аузин, 2016). Причем величина ДП и характер ее зависимости от частоты связаны с формой нахождения воды в породе. Так, на рис.11 показаны области частот и отвечающие им доминирующие факторы влияния на ДП.

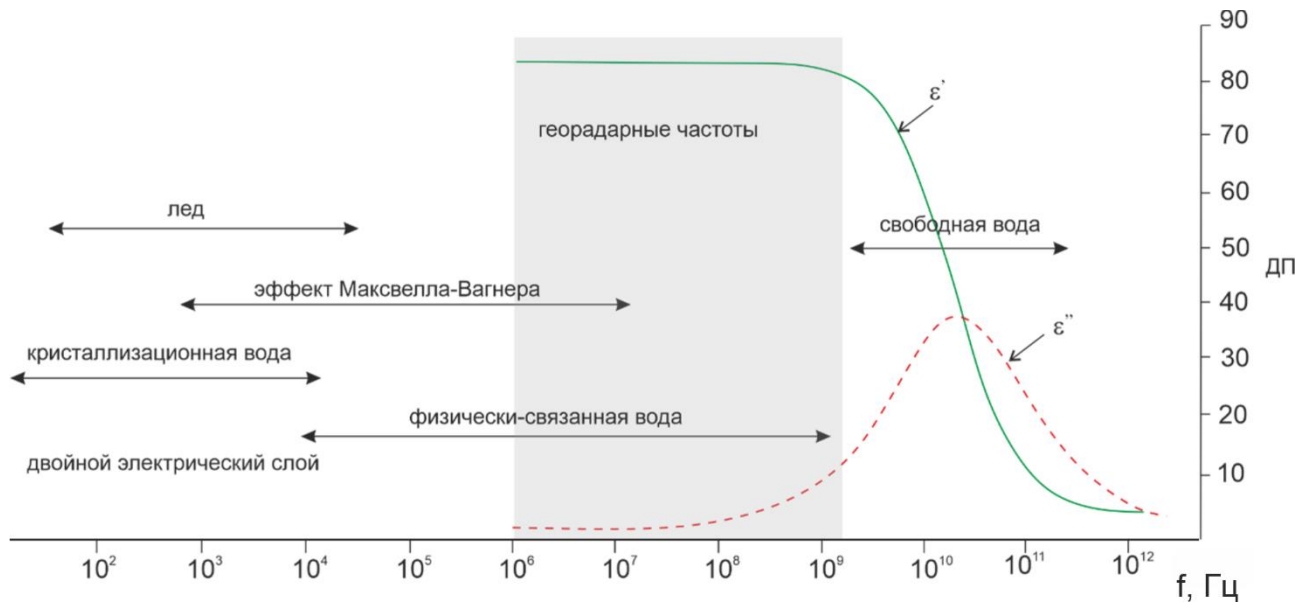


Рисунок 11. Области частотной дисперсии ДП различных форм влаги с графиками действительной и мнимой частей ДП воды по данным (De Loor, 2007) и (Jol, 2009) с изменениями

В области низких частот происходит дисперсия кристаллизационной воды, на высоких — свободной. В интервале частот от 10^3 до 10^{10} Гц дисперсия, вызывается поляризацией, связанной с эффектом Максвелла-Вагнера. Этот вид поляризации вызван накоплением свободных зарядов на границах фаз с разной проводимостью, причем чем выше контраст, тем больше ее вклад в общую поляризацию (Бобров и др., 2019). В горных породах такие контрасты можно наблюдать, если в них встречаются прослойки изоляторов (льда, нефти). Наиболее простой формой дисперсионной кривой обладает вода, для случая чистой полярной воды имеется аналитическая зависимость, полученная Дебаем, которая согласуется с различными экспериментальными данными. Эта формула непригодна для описания сложного дисперсионного поведения горных пород за счет происходящих разных видов поляризации (Владов, Судакова, 2017). Поэтому информацию о дисперсии, в частности песчано-глинистых отложений, можно получить только по экспериментальным данным. Большинство таких современных исследований было проведено российскими авторами П. П. Бобровым, М.И. Эповым, Т. А. Беляевой, Е. С. Крошкой применительно к почвам.

На рис.12 показаны графики зависимости действительной части ДП от частоты для различных отложений с разной влажностью, собранные по материалам работы (Бобров и др., 2019).

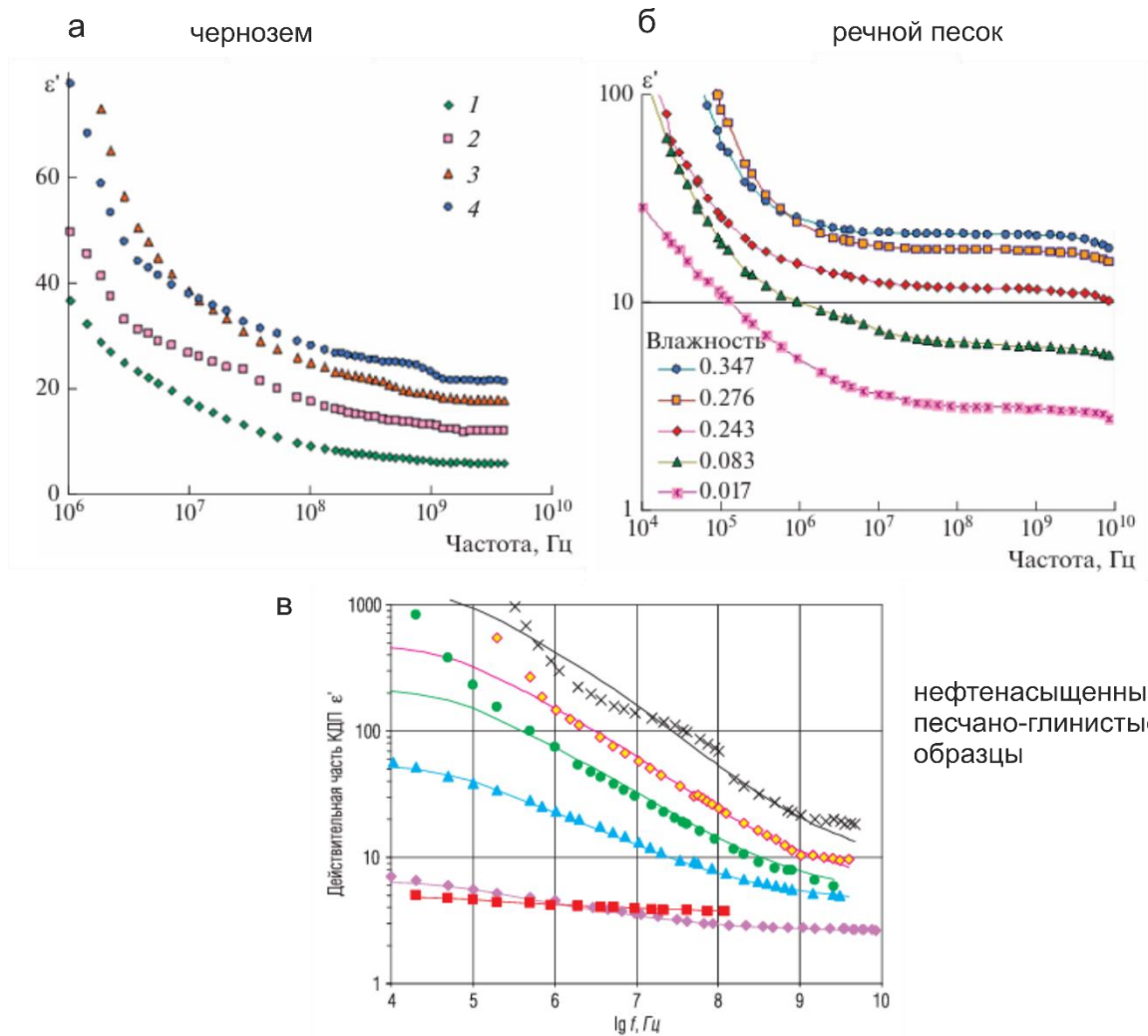


Рисунок 12. Частотные зависимости действительной части КДП песчано-глинистых отложений: а) чернозема при влажности 1 – 0.101; 2 – 0.217; 3 – 0.30; 4 – 0.371 б) пещного песка различной влажности в) нефтенасыщенных песчано-глинистых образцов, цветом обозначены номера образцов (Бобров и др., 2019)

Зависимости представлены в области георадарных частот, в которой не наблюдается постоянного значения действительной части ДП, согласно общепринятым представлениям (Annan, 2002). Авторы работ (Бобров и др., 2019; Крошка, 2021) связывают дисперсионное поведение ДП в полосе частот до 500 – 1000 МГц с релаксацией Максвелла-Вагнера на межфазных границах, а также ее чувствительности к размерам частиц, типу флюида, температуре. Помимо этого, в работе (Зацепин, Аузин, 2016) было отмечено, что наличие в пределах георадарного плато непостоянного поведения действительной части ДП связано с наличием нескольких видов поляризации. Таким образом, согласно современным исследованиям, левая граница георадарного плато у почв смещена в область высоких частот к 500 – 1000 МГц.

2.3.3 Диэлектрическая проницаемость песчано-глинистых отложений. Создание базы данных

Как было показано в Главе 1, одной из причин неоднозначной интерпретации является наличие градиента электромагнитных свойств в разрезах, то есть наличие в среде границ 2 рода. Поэтому для того, чтобы проверить, обладают ли такой особенностью толщи песчано-глинистых отложений необходимо рассмотреть их типичные значения ДП и проводимости.

Сведения о диэлектрических свойствах большинства горных пород и породообразующих минералов представлены в работах (Parkhomenko, 1967; Olhoeft, 1987; Daniels et al., 1995; Neal, Roberts, 2000; Владов, Судакова, 2017). Основными минералами, встречаемыми в песчано-глинистых отложениях (см.п.2.1), являются кварц, полевой шпат, гидрослюда, монтмориллонит, каолинит. ДП этих минералов лежит в пределах от 4.5 для чистого кварца до 12 в глинистых минералах (Parkhomenko, 1967). Смесь различных минеральных зерен и глинистых частиц, а также наличие флюида оказывает влияние на ДП и проводимость, это можно доказать результатами измерений электромагнитных свойств песчано-глинистых отложений разных авторов (Табл. 5-7).

Таблица 5.

ДП/проводимость в мСм по данным разных авторов

<i>Тип породы и состояние</i>	<i>Neal, Roberts, 2000 (80-120 МГц)</i>	<i>Владов, Судакова, 2017 (100 МГц)</i>
песок сухой	2.5-7.5/0.01	4-7/0.001-0.01
песок влажный	20-31/0.1-1	5-15/ 0.1-10
сухой ил	2.5-5/1-100	-
влажный ил	22-30/ <100	-
глина сухая	2.5-5/2-20	2-20/1-100
глина влажная	15-40/20-1000	15-40/100-1000

Таблица 6.

ДП влажных песчано-глинистых отложений с указанием процентного соотношения песка, глины и воды по данным (Olhoeft, 1987)

песок, %	глина, %	вода, %	ДП
0	23	77	63
29	14	57	50
79	5	16	16
84	0	16	12
58	10	32	32
77	4	18	20

ДП и проводимость для некоторых типов почв по данным (Daniels et al., 1995)

Тип почвы	Состояние	ДП	Проводимость, мСм
опесчаненная почва	влажная	15-30	10-100
	сухая	4-6	0.1-100
суглинистая почва	влажная	10-20	10-100
	сухая	4-6	0.1-1
глинистая почв	влажная	10-15	100-1000
	сухая	4-6	0.1-100

Как видно из таблиц, значения ДП песчано-глинистых отложений, во-первых, изменяются в широких диапазонах, в особенности для влажных отложений, во-вторых, имеют перекрывающиеся значения. Это свидетельствует о том, что в толще песчано-глинистых отложений будут встречаться границы 2 рода. Такая среда является слабоконтрастной по электромагнитным свойствам.

Приведенные в справочных данных сведения о ДП песчано-глинистых отложений трудно использовать для целей интерпретации: пересчета в глубинный масштаб, привязки георадарных отражений. Это связано и с широкими диапазонами изменения ДП, и с качественным описанием состояния «влажный», «сухой». Поэтому для целей интерпретации георадарных данных в работе была создана база данных, содержащая измеренные лабораторным методом значения ДП песчано-глинистых отложений. Записи в базе привязаны к гранулометрическому составу, глубине отбора образца (Н), весовой влажности (w) и частоте измерения. Значения ДП были сняты с частот 100 МГц, 250 МГц и в диапазоне 500 – 1000 МГц. Выбор частот обусловлен используемыми георадарным антеннами и новыми данными о границах «георадарного плато». База данных включает 160 образцов, отобранных из различных регионов страны и геоморфологических позиций (Табл.8).

Таблица 8.

База данных диэлектрической проницаемости по результатам лабораторных измерений

Объект	Н, м	w, %	ДП (100 МГц)	ДП (250 МГц)	ДП (400 МГц)	ДП (500-1000 МГц)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция
							< 2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
п. Быки (Курс. Обл.)	0.3	2.4	2.6	2.5	2.4	2.39	1.0	5.0	93.9	4	песок рыхлый	Долина р. Сейма, дренирующая юго-западный склон Среднерусской возвышенности
	0.45	2.0	2.8	2.7	2.6	2.60	1.2	7.5	91.4	5	песок рыхлый	
	0.65	3.0	2.6	2.5	2.4	2.41	1.6	9.5	88.9	6	песок связанный	
	0.9	6.5	4.4	4.0	3.9	3.81	3.2	23.6	73.2	12	супесь	
	1.1	2.9	3.2	3.0	2.9	2.87	1.5	8.1	90.5	5	песок связанный	
	1.3	3.4	3.5	3.3	3.2	3.17	1.1	5.5	93.4	4	песок связанный	
	1.5	4.1	3.5	3.3	3.3	3.21	0.9	5.7	93.4	4	песок связанный	
	1.7	5.8	4.3	4.0	4.0	3.88	1.5	10.9	87.7	5	песок связанный	
	1.85	2.9	3.4	3.1	3.0	2.99	1.7	11.1	87.2	7	песок связанный	
	2.05	7.0	4.1	3.7	3.7	3.60	1.2	7.5	91.3	4	песок связанный	
	0.575	5.3	2.4	2.3	2.2	2.20	2.2	20.2	77.7	9	песок связанный	
0.8	5.2	3.5	3.2	3.1	3.05	2.2	18.0	79.9	8	песок связанный		

Объект	Н, м	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция
							<2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
п. Быки (Курс. Обл.)	0.95	5.5	4.3	4.0	3.9	3.83	2.1	20.3	77.6	9	песок связанный	Долина р. Сейма, дренирующая юго- западный склон Среднерусской возвышенности
	1.1	4.9	3.4	3.1	3.0	2.95	2.1	18.6	79.3	8	песок связанный	
	1.3	10.5	8.3	7.9	7.7	7.62	1.5	18.9	79.7	7	песок связанный	
	1.5	13.4	11.2	10.5	10.2	10.04	1.5	12.6	85.9	6	песок связанный	
	1.675	14.1	12.1	11.5	11.2	11.01	2.2	19.1	78.6	8	песок связанный	
	1.9	12.9	15.3	14.1	13.8	13.44	3.2	14.8	82.0	9	песок связанный	
	0.1	9.8	4.8	4.5	4.4	4.35	4	28	69	19	супесь	
	0.2	6.2	4.2	4.0	3.9	3.74	2	14	84	9	песок связанный	
	0.3	5.9	4.9	4.6	4.5	4.39	3	9	88	6	песок связанный	
	0.4	8.9	4.5	4.5	4.5	4.43	4	14	82	10	супесь	
	0.5	8.8	4.6	4.4	4.3	4.27	0	8	92	3	песок связанный	
	0.6	10.2	5.9	5.7	5.6	5.35	0	14	86	5	песок связанный	
0.7	9.0	6.6	6.3	6.1	5.99	4	13	83	9	песок связанный		

Объект	Н, м	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция
							<2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
Лесуново (Ряз. Обл.)	0.8	10.4	5.3	5.1	5.0	4.92	2	13	85	7	песок связанный	
	0.9	9.0	4.8	4.6	4.5	4.41	0	7	92	3	песок рыхлый	
	1	16.7	10.1	10.7	10.8	10.64	2	16	82	8	песок связанный	
	1.1	7.8	6.1	5.9	5.8	5.72	0	7	93	3	песок рыхлый	Высокая пойма р. Гусь
	1.2	15.2	10.0	9.6	9.4	9.31	1	16	83	7	песок связанный	
	1.3	19.9	20.3	21.7	21.6	21.56	3	15	82	8	песок связанный	
	1.4	20.6	24.6	25.2	25.0	24.49	3	20	77	11	супесь	
	1.5	23.8	27.0	25.7	25.2	24.49	7	34	59	20	суглинок легкий	
	1.6	23.4	10.1	10.7	10.8	29.66	6	24	70	14	супесь	
	0.1	11.5	3.5	3.3	3.2	3.15	9	31	60	25	суглинок легкий	
	0.2	8.7	4.4	4.1	4.1	4.02	6	17	78	14	супесь	
	0.3	9.9	5.6	5.3	5.2	5.10	5	15	80	11	супесь	

Объект	Н, м	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция
							<2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
Лесуново (Ряз.обл.)	0.4	10.4	6.1	5.8	5.6	5.53	2	20	78	12	супесь	Высокая пойма р. Гусь
	0.5	12.9	7.6	7.2	7.1	6.95	5	19	76	12	супесь	
	0.6	6.9	5.3	5.0	4.9	4.85	0	9	90	4	песок рыхлый	
	0.7	15.5	14.0	13.1	12.9	12.50	7	26	67	17	супесь	
	0.8	10.9	10.4	9.8	9.6	9.39	1	13	87	6	песок связанный	
	1.7	14.5	16.7	15.3	14.9	14.45	1	11	88	4	песок рыхлый	
	0.1	10.2	6.6	6.3	6.2	6.1	1	14	85	6	песок связанный	Терраса реки р. Торопа
	0.2	9.1	6.2	6.0	5.9	5.8	1	11	88	5	песок связанный	
	0.6	2.4	3.5	3.4	3.3	3.3	0	6	94	2	песок связанный	
	1	2.9	3.3	3.1	3.1	3.1	1	8	92	3	песок связанный	

Объект	Н, м	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция
							<2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
г. Торопец	1.2	6.5	6.3	6.1	6.0	5.9	1	9	90	3	песок связанный	Терраса реки р. Торопа
	1.6	16.6	25.5	19.8	18.8	18.4	1	10	89	4	песок связанный	
	2	20.2	28.7	22.0	21.0	20.9	0	12	87	4	песок связанный	
	2.2	38.5	44.1	33.2	32.7	32.4	0	13	87	4	песок связанный	
	2.6	12.0	24.6	19.2	18.2	17.9	4	18	78	11	песок связанный	
	2.8	10.4	25.3	19.4	18.3	18.4	3	15	82	10	песок связанный	
	3	14.8	25.7	20.0	18.9	18.9	1	8	91	4	песок связанный	
	5	16.6	19.7	19.4	19.2	18.1	2	4	94	5	песок связанный	
	5.5	15.1	15.3	15.0	14.8	14.5	2	4	94	4	песок связанный	
	6.5	14.3	21.9	19.6	18.9	18.6	7	30	63	22	суглинок легкий	
	0.2	16.6	14.7	14.1	13.9	13.1	1	7	92	4	песок рыхлый	
	0.4	45.1	32.4	30.2	29.8	29.3	3	74	22	28	суглинок средний	

Объект	H, м	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция
							<2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
г. Торопец	0.6	40.6	37.9	35.8	34.1	32.4	4	56	40	25	суглинок средний	Терраса реки р. Торопа
	0.8	14.2	22.8	22.1	21.7	20.1	1	10	89	4	песок рыхлый	
	1	18.9	21.5	20.7	20.5	19.9	0	4	96	1	песок рыхлый	
	1.2	19.3	26.5	26.0	25.8	24.1	0	8	92	3	песок рыхлый	
	1.4	25.1	28.2	24.7	24.0	23.2	14	34	52	40	суглинок тяжелый	
	1.6	19.2	26.3	23.2	22.0	20.4	10	35	56	31	суглинок средний	
	1.8	15.0	23.4	22.0	21.6	20.5	4	18	78	14	супесь	
	2	14.5	14.9	14.4	14.2	14.2	1	17	83	9	песок связанный	
	3	12.5	18.8	18.2	17.9	17.1	1	6	94	3	песок рыхлый	
	4.2	16.2	18.7	18.0	17.8	17.8	1	18	81	5	песок рыхлый	

Объект	Почвенный горизонт	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция*
							< 2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
г. Москва	ТСН2	сухие	4.0	3.5	3.4	3.3	27	55	10	39	суглинок средний	Газон на террасе р. Москва
	Е		3.2	2.9	2.8	2.7	24	67	18	39	суглинок средний	
	ЕВ		4.1	3.6	3.4	3.2	23	70	9	38	суглинок средний	
	Bg1		4.1	3.6	3.4	3.3	29	64	7	44	суглинок тяжелый	
	Bg2		5.2	4.4	4.2	3.9	42	49	6	58	глина легкая	
	ТСН		3.7	3.3	3.2	3.0	25	65	0	39	суглинок средний	
	Е		3.6	3.2	3.1	3.0	24	70	10	40	суглинок средний	

Объект	Почвенный горизонт	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция*
							< 2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
г. Москва	ЕВ	сухие	4.2	3.7	3.5	3.4	27	65	6	41	суглинок тяжелый	Газон на террасе р. Москва
	Bg		4.0	3.4	3.3	3.1	32	58	8	47	суглинок тяжелый	
	BC		3.9	3.4	3.2	3.1	15	58	10	22	суглинок легкий	
	TCH1		3.8	3.4	3.3	3.1	26	66	0	41	суглинок тяжелый	
	TCH2		3.7	3.2	3.1	3.0	25	60	8	39	суглинок средний	
	Bg		3.4	3.1	3.0	2.9	25	66	15	39	суглинок средний	
	BC		3.6	3.2	3.1	3.0	27	60	9	40	суглинок средний	

Объект	Почвенный горизонт	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция*
							< 2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
г. Москва	А	сухие	3.7	3.3	3.1	3.0	24	60	0	37	суглинок средний	Газон на террасе р. Москва
	ТСН		3.6	3.2	3.1	3.0	24	61	16	36	суглинок средний	
	Е		3.7	3.3	3.2	3.1	26	66	16	40	суглинок средний	
	ЕВ		4.3	3.7	3.5	3.4	27	66	9	43	глина легкая	
	Вg		4.6	4.0	3.8	3.6	31	62	7	45	глина легкая	
	В2g		5.0	4.2	4.0	3.8	35	55	8	52	глина легкая	
	С		4.4	3.8	3.6	3.4	26	57	10	40	суглинок тяжелый	
	А		3.6	3.3	3.1	3.0	28	60	0	41	суглинок тяжелый	

Объект	Почвенный горизонт	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция*
							< 2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
г. Москва	ТСН	сухие	3.9	3.4	3.3	3.1	30	60	12	44	суглинок тяжелый	Газон на террасе р. Москва
	Е		3.3	3.0	2.9	2.9	28	66	10	43	суглинок тяжелый	
	ЕВ		3.8	3.3	3.2	3.1	28	65	7	43	суглинок тяжелый	
	Вg		4.4	3.8	3.7	3.5	26	67	6	44	суглинок тяжелый	
	В2g		4.5	3.9	3.7	3.5	34	55	7	50	суглинок тяжелый	
	ВС		4.2	3.7	3.5	3.4	24	59	11	37	суглинок средний	

Объект	Почвенный горизонт	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция*
							< 2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
г. Москва	С	сухие	3.5	3.1	3.0	2.9	20	58	17	32	суглинок средний	Газон на террасе р. Москва
	ТСН1		3.3	3.0	2.9	2.8	26	66	0	41	суглинок тяжелый	
	ТСН2		3.5	3.2	3.0	2.9	28	64	8	43	суглинок тяжелый	
	Е		3.2	3.0	2.9	2.8	27	65	9	43	суглинок тяжелый	
	ЕВ		4.1	3.7	3.5	3.4	30	61	8	45	суглинок тяжелый	
	Вg		4.3	3.8	3.6	3.5	28	64	9	44	суглинок тяжелый	
	ВСg		3.7	3.2	3.1	3.0	12	65	8	19	супесь	

Объект	Почвенный горизонт	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция*
							< 2 мкм	2-50 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
г. Москва	AUr	сухие	3.2	3.0	2.9	2.8	28	61	0	43	суглинок тяжелый	Газон на террасе р. Москва
	Ur1		3.4	3.1	2.9	2.8	27	65	11	42	суглинок тяжелый	
	Ur2		4.1	3.6	3.4	3.2	28	59	8	41	суглинок тяжелый	
	Ur3		5.4	4.5	4.2	3.9	39	46	14	54	глина легкая	
	Urg		3.8	3.3	3.2	3.0	29	56	15	43	суглинок тяжелый	
	AyUR		2.7	2.5	2.4	2.4	30	56	0	43	суглинок тяжелый	
	Ur		3.5	3.2	3.1	3.0	30	58	15	43	суглинок тяжелый	

Объект	Почвенный горизонт	w, %	ДП (100 МГЦ)	ДП (250 МГЦ)	ДП (400 МГЦ)	ДП (500-1000 МГЦ)	Содержание частиц, % по Ферре			Содержание частиц, % по Н.А. Качинскому	Название по Н.А. Качинскому	Геоморфологическая позиция*
							< 2 мкм	< 10 мкм	50-2000 мкм	< 10 мкм		
г. Москва	Е	сухие	3.2	2.9	2.8	2.7	26	68	12	41	суглинок тяжелый	Газон на террасе р. Москва
	Bg		4.0	3.5	3.3	3.1	24	69	6	39	суглинок средний	
	AyUR		3.6	3.3	3.2	3.1	25	59	0	38	суглинок средний	
	AgUR		3.8	3.4	3.3	3.1	28	55	16	40	суглинок тяжелый	
	UR		4.6	3.9	3.6	3.4	24	63	17	37	суглинок средний	
	Urg		4.4	3.7	3.5	3.3	26	58	13	37	суглинок средний	
	G		3.1	2.8	2.7	2.6	25	67	17	40	суглинок средний	

2.3.4 Связи диэлектрической проницаемости с петрофизическими параметрами.

Построение калибровочных зависимостей

Охарактеризовать зависимость ДП от петрофизических параметров нельзя только на основании анализа результатов измерений разных типов песчано-глинистых отложений. Для этого необходимо рассмотреть, к каким вариациям электромагнитных параметров, при фиксированной частоте измерения, приводят изменения петрофизических.

Размер, форма, упаковка зерен и пористость

В случае отсутствия воды, доминирующим фактором, влияющим на ДП песчано-глинистых отложений, является воздух, так как его ДП равна 1. Количество воздуха в породе контролируется пористостью, которую, как было показано в п.2.1.2, определяют распределение минеральных зерен по размеру, их форма и упаковка. То есть, при сужении пор в сухой породе, объем воздуха уменьшается, что приводит к увеличению ДП. Уменьшение размера пор может происходить либо за счет их фрактального заполнения мелкими глинистыми частицами до тех пор, пока общая пористость отложений не станет равной максимальной пористости глины, либо за счет уплотнения. Таким образом, размер, форма и упаковка зерен оказывают комплексное влияние на величину ДП. Подобные выводы были подтверждены теоретически (Guillemoteau, 2012) и экспериментально (Robinson and Friedman, 2002). В работе (Guillemoteau, 2012) аналитически было доказано формирование контрастов по ДП от 2 до 8% на границе песков с разным соотношением крупных и мелких сферических кварцевых зерен. Изменения формы зерен влияют на уровень связности материала и воздействуют на макроскопические электрические свойства (Jackson et al., 1978; Sen et al., 1981).

Касательно экспериментальной части исследований, описанные выше выводы были подтверждены в работах (Gomaа, 2022; Robinson, Friedman, 2002) на примерах сухих кварцевых гранул и зерен кварца с широкой выборкой размеров частиц от 5 мм до 56 мкм. В большинстве работ с измерениями ДП сухих образцов реальных песчано-глинистых отложений (речных песков, суглинков, почв) авторы предлагают двумерные зависимости ДП от глинистости и пористости или плотности в силу сложного гранулометрического состава (Knoll, 1996; Salat, Junge, 2010) или же просто набор измеренных значений изучаемых сухих отложений (различного класса почв, осадочных пород) (Kabir et al., 2020). В работе (Бобров и др., 2023) было показано, что при уменьшении размеров частиц песка ДП в сухом и в водонасыщенном состоянии возрастает, что связано с заполнением порового пространства глинистыми частицами.

Содержание жидкой компоненты

Вода, из-за особенностей релаксации под действием внешнего электрического поля, оказывает доминирующее влияние на величину ДП влажных песчано-глинистых отложений.

Виды воды различаются по физическим свойствам, что объясняется различной степенью связывания молекул воды с поверхностью минералов, поэтому значение ДП у разных видов будет отличаться и являться функцией частоты. На рис. 13 схематично представлены виды воды и соответствующая ей ДП. У кристаллизационной воды наименьшая ДП, как и у минералов, у связанной от 20 до 30, а свободной – 80.



Рисунок 13. Виды воды в горной породе и ее ДП (Owenier et al., 2016)

Песчано-глинистые отложения включают, как правило, физически связанную, капиллярную и свободную воду. В более глинистых разностях физически связанная является единственным видом воды, и в работе (Belyaeva et al., 2016) было установлено, что бентонит имеет наибольшие значения проницаемости за счет большего количества связанной воды.

В работе (Mohamed, 2018) показано, как функционально объемное содержание воды в коалинитовой глине сказывается на значении ДП при плотной и рыхлой упаковке. В случае плотной упаковки образца функция зависимости проницаемости нелинейная, на ней выделяются три асимптотически разных зоны по диапазонам влажности 0-15%, 15-25%, 25-40%, отвечающие связанной, капиллярной и свободной воде (рис.14). Автор результат объясняет тем, что при уплотнении происходит увеличение объемной влажности и вытеснение части адсорбированной воды, что приводит к нелинейному росту ДП. А при увеличении влажности молекулы воды перестают удерживаться поверхностными силами, образуется свободная вода, ДП линейно и быстрее возрастает по сравнению с другими зонами. Таким образом, при увеличении содержания воды в отложениях она может переходить из физически связанной в капиллярную и свободную,

при этом ДП будет всегда возрастать, однако, характер ее зависимости для разных типов воды будет отличаться.

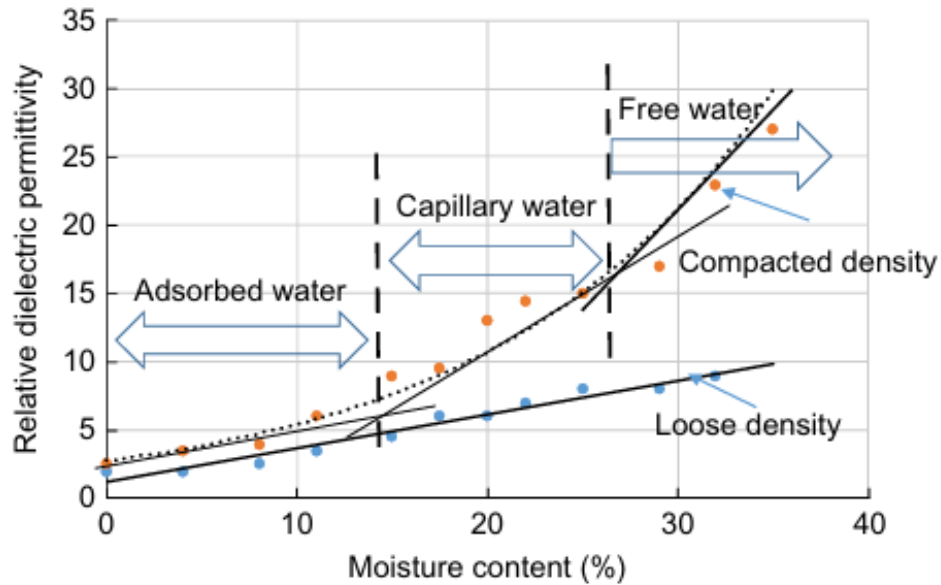


Рисунок 14. График изменения ДП от влажности коалинитовой глины с выделенными типами воды (Mohamed, 2018)

Экспериментальные зависимости для песчано-глинистых отложений различного гранулометрического состава и влажности

Существующие теоретические зависимости ДП от различных петрофизических параметров не учитывают взаимодействия между основными компонентами (зернами, каплями воды и т.д.). Редко встречаются зависимости от глинистости или содержания связанной воды, что связано с недостаточной изученностью взаимодействия между различными компонентами грунта (Судакова, 2009). Экспериментальные зависимости в литературе встречаются намного чаще, так как подобные исследования необходимы при решении задач почвоведения для построения калибровочных кривых. Поэтому в первую очередь такие зависимости были представлены в классических работах (Topp et al, 1980; Roth et al., 1992) для разных типов минеральных почв. Отдельные исследования проводились на песчаных (Jacobsen, Schjønning, 1993) и глинистых (Wensink, 1993; Saarenketo, 1998) почвах. Также существуют работы, в которых проводились измерения на песчано-глинистых смесях с контролируемым гранулометрическим и минералогическим составом (Mohamed, 2018; Owenier et al., 2016; Knoll, 1996) (рис.15). Стоит отметить, что представленные в данных работах калибровочные кривые относятся к полевому методу измерения электромагнитных свойств – методу временной рефлектометрии (TDR). Анализ данных работ показал, что зависимость ДП от влажности для всех типов почв и песчано-глинистых смесей описывается возрастающей нелинейной функцией.

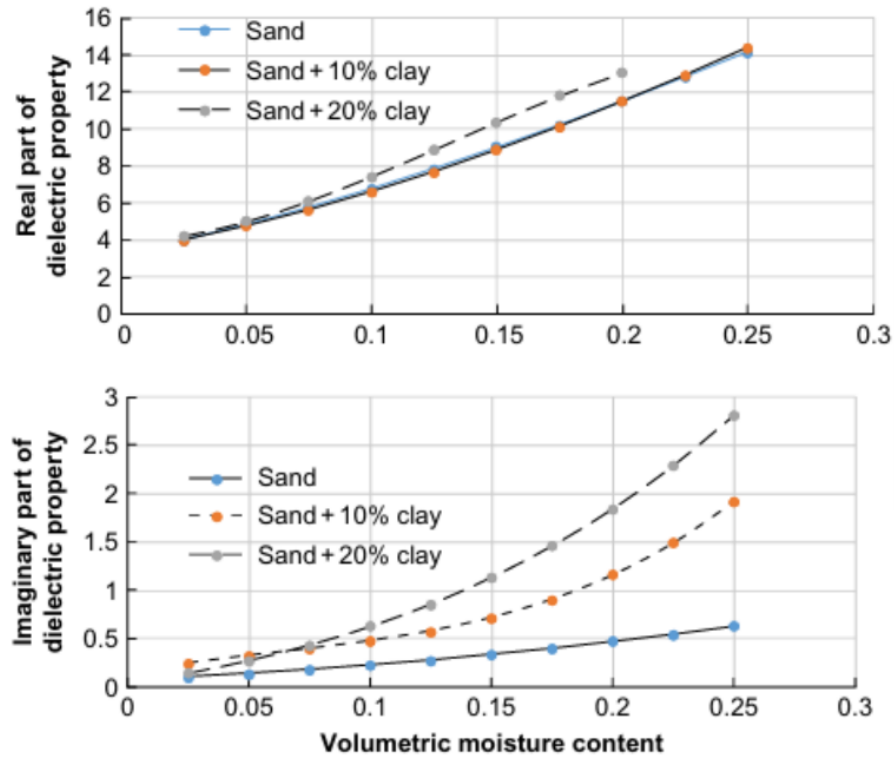


Рисунок 15. Зависимость действительной части КДП от объемного содержания воды для песка с примесями глины (Mohamed, 2018)

Калибровочные зависимости играют ключевую роль в интерпретации георадарных данных при решении задач почвоведения (см. п. 1.2). Они необходимы для корректного пересчета измеренных значений ДП в объемную влажность почв. Описанные выше кривые создавались для конкретного прибора и типа почв. На данный момент не существует универсальной калибровочной зависимости, и современные исследователи настаивают на использовании индивидуальных зависимостей для конкретных типов отложений и приборов для снижения погрешности расчетов (Бобров и др., 2019, 2023). Помимо этого, ДП является частотно-зависимой и не всегда имеет постоянное значение даже в пределах георадарных частот (10^6 - 10^9 Гц).

В связи с этими фактами в работе были построены частотно-зависимые калибровочные кривые (19) – (21), используя лабораторный метод измерения ДП, для определения весовой влажности песчано-глинистых отложений (рис. 16).

$$w = 0.003 * \varepsilon^3 - 0.156 * \varepsilon^2 + 2.716 * \varepsilon - 1.863 \quad (19)$$

$$w = 0.004 * \varepsilon^3 - 0.191 * \varepsilon^2 + 3.448 * \varepsilon - 4.896 \quad (20)$$

$$w = 0.005 * \varepsilon^3 - 0.238 * \varepsilon^2 + 3.763 * \varepsilon - 5.016 \quad (21)$$

здесь w – весовая влажность, %; ε – комплексная диэлектрическая проницаемость

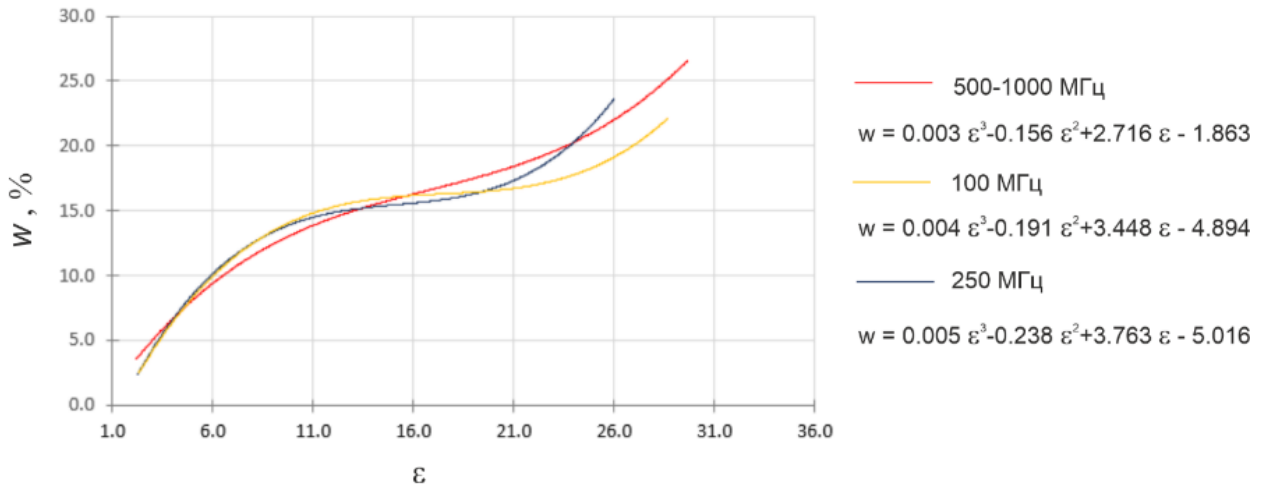
Зависимости весовой влажности w от диэлектрической проницаемости ε 

Рисунок 16. Частотно-зависимые калибровочные кривые для лабораторного метода измерения ДП

Зависимости были получены для частот 100 МГц (20), 250 МГц (21), на которых величина действительной части КДП завышена из-за дисперсии, и в интервале 500-1000 МГц (19), где дисперсии не наблюдается, исходя из результатов собственных измерений и сведений из литературы (см.п.2.3.2).

Подобных зависимостей для проводимости практически нет в научных исследованиях, однако встречаются описания фактических наблюдений. Так, установлено, что с увеличением пористости проводимость возрастает. В грубодисперсных породах, таких как пески и супеси, выявляется зависимость их проводимости от количества жидкости в порах. В отличие от песков, в глинах и суглинках (высокодисперсные породы) такой зависимости не наблюдается, хотя их проводимость оказывается выше. Такое специфическое свойство глинистых пород объясняется наличием двойного электрического слоя (ДЭС), представленного в виде ионов на поверхности глин. Такой тип проводимости у глин называется поверхностной и вносит вклад в общую проводимость породы. На величину поверхностной проводимости влияют: дисперсность породы (уменьшается с ростом размера частиц); влажность (уменьшается с ее ростом); температура (увеличивается с ее ростом). Таким образом, содержание частиц глинистой размерности в поровом пространстве породы может резко увеличить значение проводимости. Песчаные и супесчаные отложения при естественной влажности в случае насыщения пресной (до 1 г/л) водой являются высокоомными (непроводящими) породами с диапазоном изменения проводимости: 0,02 – 0,0005 См/м. Песчано-глинистые отложения при естественной влажности в условиях пресной воды имеют проводимость 0,01-0,0003 См/м, то есть породы слабопроводящие (Васильчук и др., 2005). По этой причине в работе не анализируется отдельно мнимая часть комплексной ДП, отвечающая за потери на проводимость.

2.3.5 Отражательная способность песчано-глинистых отложений в методе георадиолокации

Выше были показаны зависимости электромагнитных свойств от петрофизических, исходя из этого следует вывод о существовании зависимости, но для коэффициента отражения электромагнитных волн $K_{отр}$, так как для случая нормального падения и при отсутствии проводимости он зависит только от разности ДП верхнего ε_1 и нижнего ε_2 слоев (Владов, Судакова, 2017):

$$K_{отр} = \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \quad (22)$$

В рамках данной работы важным является рассмотреть какие значения может принимать коэффициент отражения на разных по петрофизическим свойствам границах в песчано-глинистых отложениях, а также показать, насколько важно учитывать наличие проводимости. Это связано с тем, что в процессе интерпретации приходится анализировать оси синфазности отражённых волн, амплитуда которых определяется величиной коэффициента отражения и проводимостью в среде, контролирующей поглощающие свойства наряду со сферическим расхождением. В работе (Baker, 1991) было показано, что коэффициент отражения $K_{отр}$ зависит от изменения на границе пористости, литологии, гранулометрического состава и содержания воды, также были приведены его расчеты (Табл.9), однако, только его величины недостаточно для прямой идентификации границы с осью синфазности отраженной волны.

Таблица 9.

Значения коэффициента отражения на границах между породами с разными петрофизическими свойствами по результатам измерений ДП (Baker, 1991)

Породы на границе	$K_{отр}$
Сухой песок/влажный песок одинаковой пористости	-0.44
Сухой песок с пористостью 35%/ с пористостью 30 %	-0.013
Влажный песок с пористостью 35%/ с пористостью 30 %	0.04
Сухой песок/сухой тяжелый песок	-0.43

В действительности, горные породы, в особенности песчано-глинистые отложения за счет содержания глинистых частиц, обладают ненулевой проводимостью (Turner, 1992). В работе (Судакова и др., 2018) приведена аналитическая формула для расчета модуля $K_{отр}$ с учетом проводимости (23)-(25):

$$|K_{отр}| = \frac{\sqrt{(r_1 \cos a_1 - r_2 \cos a_2)^2 + (r_1 \sin a_1 - r_2 \sin a_2)^2}}{\sqrt{(r_1 \cos a_1 + r_2 \cos a_2)^2 + (r_1 \sin a_1 + r_2 \sin a_2)^2}} \quad (23)$$

$$r_1 = \sqrt[4]{\varepsilon_1^2 + \frac{\sigma_1^2}{\omega}} \quad (24)$$

$$a_1 = 1/2 * \operatorname{arctg} \frac{\sigma_1}{\varepsilon_1 \omega} \quad (25)$$

где $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ – действительные части ДП в верхней и нижней среде, σ_1, σ_2 – проводимости в верхней и нижней среде, ω – круговая частота

По результатам моделирования, величина $K_{отр}$ в типичном диапазоне проводимости для песчано-глинистых отложений от 0.001 до 0.1 См/м значительно изменяется: в 4 раза для частоты 100 МГц. Также на рис. 17 видно, что в этом интервале проводимости для георадарных частот (50-1000 МГц) $K_{отр}$ принимает значения от 0.01 до 0.3.

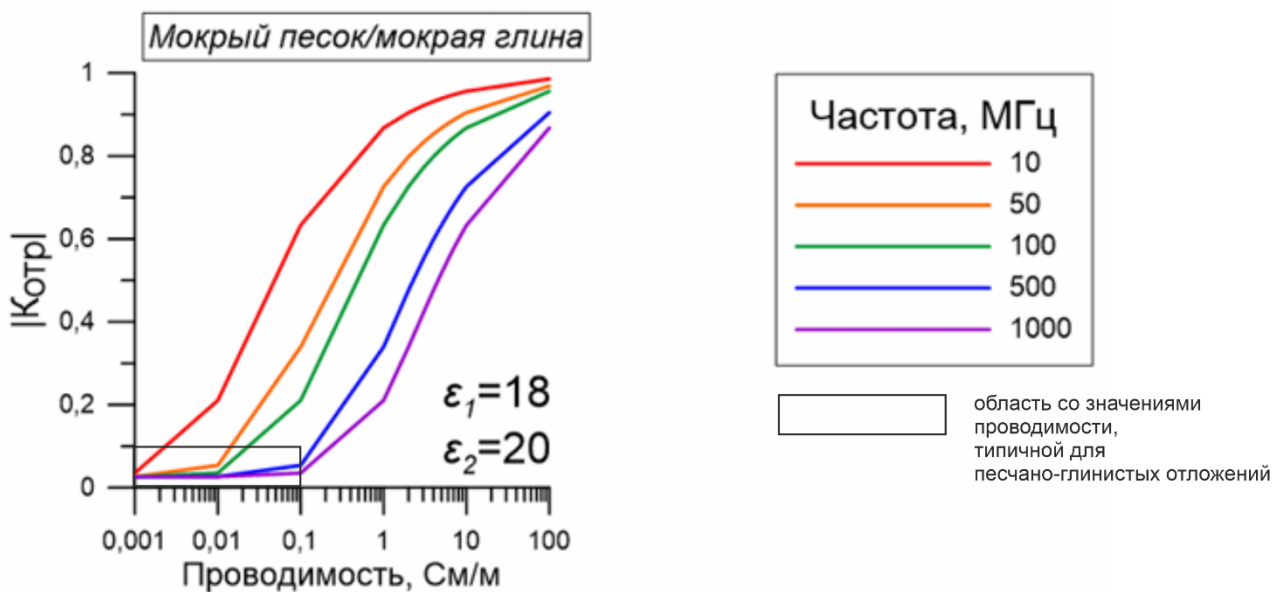


Рисунок 17. Зависимость $K_{отр}$ от проводимости нижнего слоя для разных частот по (Судакова др., 2018) с изменениями

Таким образом, исходя из типичных значений проводимости для песчано-глинистых отложений можно заключить, что проводимость необходимо учитывать в расчетах $K_{отр}$. Диапазон изменения $K_{отр}$ в разрезе песчано-глинистых отложений можно предположить от 0.01 до 0.40. При этом низкие значения характерны для границ с одинаковым литологическим типом породы и состоянием (сухой/влажный).

Глава 3. Инструментальные полевые и лабораторные методы измерения электромагнитных параметров²

Сведения о ДП отложений необходимы для разработки методики интерпретации георадарных данных, позволяющей выполнять однозначную привязку осей синфазности отраженных волн к границам, выделенным в точке независимого наблюдения. Среди полевых методов измерения электромагнитных свойств предпочтение отдается методу временной рефлектометрии (TDR) в связи с возможностью измерений *in situ* при сохранении естественной плотности и влажности отложений, а также простотой измерений. Однако, для его применения необходим открытый грунт, например, шурф или стенка карьера, которые на месте проведения геолого-геофизических работ редко встречаются. Намного чаще различными специалистами бурятся скважины и отбираются образцы. В таких случаях вместо метода TDR применяется лабораторный метод с использованием коаксиальной ячейки. Замена одного метода на другой приводит к расхождениям в измеренных значениях в первую очередь за счет изменения состояния образца по сравнению с естественным состоянием грунта. Но не было найдено исследований, количественно оценивающих эти расхождения. Кроме того, лабораторный метод позволяет измерить ДП в широком диапазоне частот. В интервале георадарных частот может наблюдаться дисперсия действительной части ДП (см.п.2.3.2), что затрудняет однозначный выбор частотного диапазона для определения её среднего значения. Поэтому в данном разделе автором предлагается решение задачи, связанной с оценкой сходимости результатов измерений ДП лабораторным и полевым методом. Для этого автором был проведен физический эксперимент с использованием искусственных песчано-глинистых отложений.

² При подготовке данного раздела диссертации использована публикация, выполненная автором в соавторстве, в которой согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

30. **Тарасова М.А.**, Бричева С.С., Владов М.Л. Методические особенности полевого и лабораторного методов измерения диэлектрической проницаемости на примере песчано-глинистых отложений // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2025. – Т. 64. – № 5. – С.158-168. – EDN: EWCWPU (1.28 п. л., вклад автора 70%). Импакт-фактор 0,288 (РИНЦ).

3.1 Полевой метод. Рефлектометрия во временной области (TDR)

Полевой метод временной рефлектометрии, заимствованный из области электротехники, нашел применение в решении задач почвоведения и геологии как косвенный метод определения объемной влажности почв (Торр et al., 1980). Рефлектометрия во временной области относится к методу коаксиального пробника с открытым концом и используется для неразрушающего контроля, так как исследование образцов происходит путем погружения коаксиального пробника (зонда) в материал (жидкость, грунт и т.д.) (Касимова, Верзунов, 2022). TDR работает во временной области, рабочий диапазон частот составляет от 20 КГц до 1.5 ГГц (Heimoaara, 1994). В данной работе использовался прибор TDR200 (Campbell Scientific, Inc.), включающий блок TDR200, коаксиальный кабель, трехстержневой зонд длиной 0.3 м и программное обеспечение PC-TDR.

В методе измеряется время t прохождения импульса в разомкнутом отрезке двухпроводной линии длиной L (длина зонда), погруженной в почву, от генератора до разомкнутого конца и обратно. Физически погружение вилки зонда в почву означает подключение к коаксиальному кабелю с его волновым сопротивлением $Z_0 = 50$ Ом резистора с сопротивлением $R > Z_0$, характерным для большинства геологических материалов, что приводит к изменению импеданса зонда и образованию отражения излученного импульса. Время прохождения импульса t по зонду определяется скоростью распространения электромагнитных волн в материале, окружающем зонд. Зная связь скорости с ДП, можно записать:

$$t = \frac{2L\sqrt{\varepsilon}}{c} \quad (26)$$

где t — время прохождения (с); L — длина зонда TDR (м); ε — ДП.

Возможность определения методом TDR электропроводности связана с тем, что ее наличие в среде приводит к ослаблению амплитуды отраженного сигнала. Обычно для расчета объемной электропроводности σ используется выражение, полученное в (Giese and Tiemann, 1975):

$$\sigma = \frac{K_p}{Z_c} \frac{1 - \rho}{1 + \rho} \quad (27)$$

где K_p — постоянная зонда, Z_c — волновое сопротивление кабеля, ρ — коэффициент отражения, который находится через отношение отраженного напряжения к приложенному.

Преимущество метода заключается в возможности измерения ДП почв и грунтов в естественном состоянии, например, в стенке шурфа или карьера. Недостатком метода можно считать неопределенность в соотнесении измеренного значения ДП с частотой, так как метод работает во временной области, поэтому она называется эффективной. В работе (Kelleners et al.,

2005) сказано, что для образца со средней влажностью эффективная частота – около 800 МГц, в работе (Friedman, Robinson, 2003) – 400 МГц для стеклянных шариков.

Методически работы методом TDR выполняются следующим образом: зонд погружается в открытый грунт, затем на него подается ступенчатый импульс с полосой пропускания от 20 кГц до 1.5 ГГц, после чего идет процесс регистрации параметров отраженного сигнала. Выходным результатом являются рассчитанные значения ДП и проводимости.

3.2 Лабораторный метод. Коаксиальная ячейка

Для определения в лабораторных условиях электромагнитных параметров жидких и сыпучих материалов в широком диапазоне частот применяется метод коаксиальной линии. Существуют различные варианты экспериментальных установок, однако основную их часть составляет коаксиальная ячейка — отрезок коаксиальной линии, заполненный исследуемым веществом и подключенный к векторному анализатору цепей (Curtis, 2001; Shenhui et al., 2003; Молостов, Щербинин, 2015). В работе использовалось оборудование производства НПО «Терразонд» (г. Томск): коаксиальная ячейка, коаксиальные кабели и программное обеспечение Cell и производства Planar – двухпортовый векторный анализатор цепей Planar S5045 с диапазоном рабочих частот от 9 кГц до 4.5 ГГц.

Физический принцип измерения основан на том, что ячейка представляет собой четырехполюсник, у которого с помощью векторного анализатора измеряется комплексный коэффициент отражения. Для этого на вход и выход ячейки подается падающая волна с амплитудами \dot{a}_1 и \dot{a}_2 , а регистрируется отраженная волна с амплитудами \dot{b}_1 и \dot{b}_2 . Образование отражения связано с тем, что ячейка с образцом представляет собой нагрузку с волновым сопротивлением большим, чем сопротивление коаксиальных кабелей (50 Ом).

Связь между амплитудами падающей и отраженной волн описывается S-параметрами и для четырехполюсника выражается как (Сазонов, 1988):

$$\begin{aligned} \dot{b}_1 &= S_{11} \dot{a}_1 + S_{12} \dot{a}_2 \\ \dot{b}_2 &= S_{22} \dot{a}_1 + S_{21} \dot{a}_2 \end{aligned} \quad (28)$$

Векторный анализатор вычисляет по амплитудам волн параметры S_{11} и S_{22} , которые имеют физический смысл комплексного коэффициента отражения $\dot{\Gamma}$:

$$S_{11} = \frac{\dot{b}_1}{\dot{a}_1} = \dot{\Gamma} \quad (29)$$

В работе (Curtis, 2001) приводится уравнение для определения ДП (ϵ) по результатам измерений, которое решается итерационным методом:

$$\cos\left(\frac{\omega d \sqrt{\varepsilon}}{c}\right) = \frac{1 + S_{21}^2 - S_{11}^2}{2S_{21}} \quad (30)$$

где ω – круговая частота, d – длина пробы, c – скорость распространения электромагнитных волн в вакууме

Преимущества этого метода основаны на небольшом количестве исследуемого образца, широком диапазоне частот измерения от 10 кГц до 4.5 ГГц. Метод можно использовать для измерения свойств образцов, отобранных из скважины, когда нет возможности прямого измерения в обнажении. Недостатком метода является требование подготовки образца, например, механической обработки для лучшего контакта с коаксиальной линией, из-за чего в образце не сохраняется естественная плотность, пористость, объемная влажность.

Методически работы выполняются следующим образом: перед началом измерений для обеспечения стабильных результатов выполняется калибровка анализатора цепей с помощью мер. Затем ячейка заполняется образцом таким образом, чтобы он полностью покрыл проводник-стержень, проходящий через ее центр. Далее на порты анализатора подается сигнал из заданного в настоящем исследовании диапазона частот 30–1000 МГц, который, проходя через образец в ячейке, отражается. Выходным результатом измерений в коаксиальной ячейке являются дисперсионные кривые действительной и мнимой частей ДП, проводимости, тангенса угла потерь.

3.3 Физический эксперимент по сравнению полевого и лабораторного методов

Для решения поставленных задач был проведен физический эксперимент с изготовлением моделей среды, которые отвечают влажным песчано-глинистым отложениям с контролируемым гранулометрическим составом и объемной влажностью, и измерением в них электромагнитных параметров при помощи коаксиальной ячейки и TDR.

Измерения методом TDR предполагают, чтобы расстояние по вертикали от конца вилки зонда до дна емкости было как минимум 5 см, такое же расстояние должно выдерживаться от краев зонда до стенок. Учитывая размеры самого зонда – 30 см в длину и 5 см в ширину – и необходимые минимальные расстояния, в качестве емкости были выбраны пластиковые сосуды объемом 5 литров. Суть эксперимента заключается в возможности контроля объемной влажности и гранулометрического состава. Так, в качестве твердых компонент смесей были выбраны кварцевый песок с размером зерен 0.16-0.63 мм и глина с размерами частиц менее 0.005 мм. Для эксперимента были подготовлены шесть емкостей, содержащих сухой песок и глину в объемных соотношениях: 100/0, 80/20, 60/40, 50/50, 40/60, 20/80 (рис.18).

В качестве жидкой компоненты была выбрана дистиллированная вода, путем добавления которой в определенном объеме (в мл) последовательно изменялась объемная влажность в

каждой смеси: 0, 10, 15, 20, 30, 35%. После каждого добавления воды в смесь содержимое размешивалось с помощью строительного миксера до однородного состояния.

Для каждой смеси при различной влажности были проведены измерения методом TDR, а также отобраны образцы для лабораторных измерений в коаксиальной ячейке (рис.19). Перед измерениями выполнялась калибровка TDR для определения длины окна и кабеля, необходимых для дальнейших пересчетов времени в значения ДП. Процесс калибровки состоит в измерениях ДП дистиллированной воды и воздуха известной температуры.

Ход эксперимента можно описать поэтапно:

1. измерение методом TDR шести сухих песчано-глинистых смесей и отбор 6 образцов;
2. добавка в емкость №1 500 мл воды для обеспечения объемной влажности 10 %, перемешивание до однородности с помощью миксера, отбор образца в zip-пакет, измерение TDR;
3. добавка в емкость №1 250 мл воды для обеспечения объемной влажности 15 %, перемешивание до однородности с помощью миксера, отбор образца в zip-пакет, измерение TDR. Далее этот процесс для емкости №1 повторяется до достижения влажности 35%;
4. аналогично для емкостей №2-№6;

После окончания измерений методом TDR отобранные образцы помещались в коаксиальную ячейку для измерения ДП в лабораторных условиях.

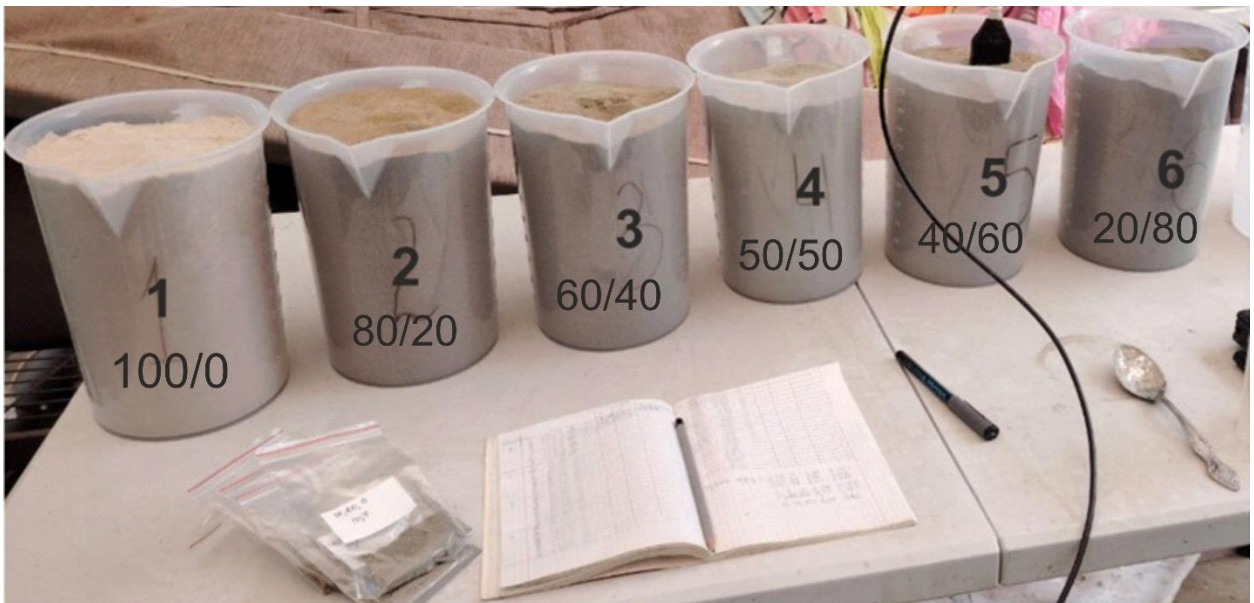


Рисунок 18. Подготовленные сухие песчано-глинистые смеси в процессе измерения методом TDR ДП смеси в емкости № 5 (с указанием номеров и процентных соотношений в них песка/глины)

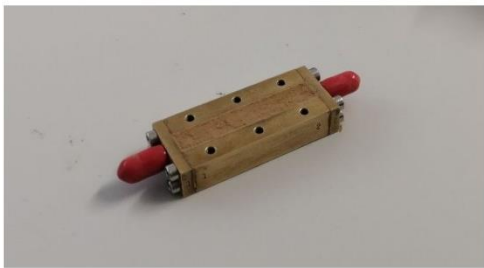
а)



б)



в)



г)

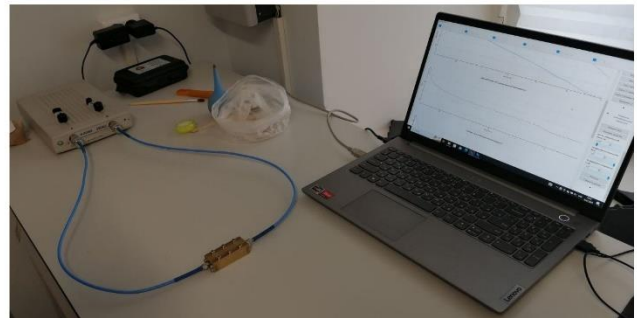


Рисунок 19. Этапы проведения физического эксперимента и лабораторных измерений: а) зонд TDR во влажной смеси; б) отобранные образцы в пакетах (масса образца менее 50 г); в) коаксиальная ячейка с образцом; г) установка для лабораторных измерений ДП в процессе работы.

Оценка сходимости результатов полевого и лабораторного методов

С помощью графиков на рис. 20 проанализирована сходимость результатов измерения ДП по двум методам в зависимости от изменения объемной влажности. Общий тренд изменения ДП близок к линейному, по форме кривые подобны. С увеличением влажности значения ДП по двум методам возрастают, что не противоречит теории. Отметим тот факт, что все значения ДП смесей с содержанием глины до 40 %, измеренные в коаксиальной ячейке, ниже, чем значения, полученные с помощью TDR. Замечено также, что при росте числа глинистых частиц в смеси некоторые значения ДП по ячейке превышают значения по TDR. Максимальные расхождения между методами (64% и 63%) соответствуют смесям с мономинеральным составом: чистому песку (100/0) и смеси с преобладанием глины (20/80). При этом для чистого песка показания полевого метода превышают лабораторные, а для глинистой смеси — наоборот.

Такая полярность обусловлена различным откликом материалов на лабораторное уплотнение в коаксиальной ячейке. Глина, обладающая высокой связностью и пластичностью, при уплотнении образует образец с низкой пористостью. Поскольку при этом из пор отжимается

вода, измеренная в таких условиях ДП оказывается завышенной относительно естественного состояния, фиксируемого полевым методом.

Песок ведёт себя иначе: из-за высокой плотности кварцевых зёрен и отсутствия связности его уплотнение сводится к перераспределению частиц без существенного уменьшения общей пористости и отжатия воды, поэтому значения ДП, измеренной в лабораторных условиях, оказываются заниженными относительно полевого метода. Резкое снижение величины расхождения для этих же смесей при влажности 35% свидетельствует о том, что при высоком водонасыщении основное влияние на ДП оказывает содержание воды, а не пористость и упаковка частиц.

Незначительные расхождения между методами для сухих образцов обусловлены отсутствием или низким содержанием воды. Так как в этом случае нет межфазной поляризации Максвелла–Вагнера, вызывающей частотную дисперсию и приводящей к расхождениям.

Таким образом, критичной является замена одного метода другим для случая однокомпонентных смесей (расхождение более 60 %). Исключение составляют сухие или полностью водонасыщенные однокомпонентные смеси.

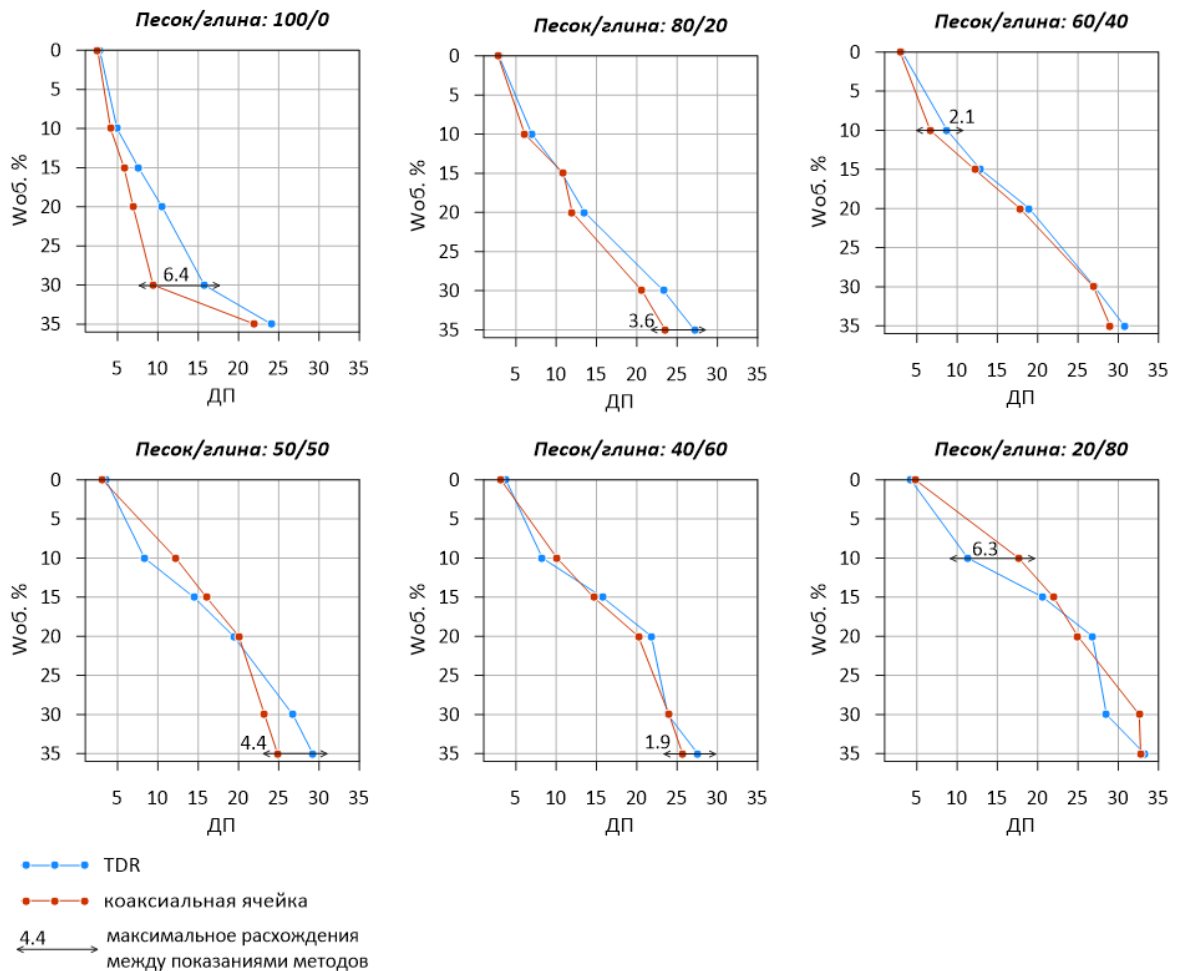


Рисунок 20. Графики зависимости ДП от объемной влажности для искусственных песчано-глинистых смесей различного соотношения, полученные по двум методам измерения

Изучение георадарного плато

Если электромагнитные свойства были измерены лабораторным методом, то для целей интерпретации можно выбрать одно значение ДП для конкретного образца в пределах георадарного плато. Учитывая замеченное исследователями смещение левой границы плато, автором было принято решение провести самостоятельное наблюдение за поведением ДП искусственных песчано-глинистых отложений в георадарном диапазоне частот. Это необходимо для проверки корректности работы коаксиальной ячейки и возможности осреднения в выбранном интервале частот, так как это может быть одной из причин расхождений, описанных выше. По результатам измерений, были построены графики изменения ДП с частотой от 30 МГц до 3 ГГц для смесей с соотношением песок-глина 80-20% при различной влажности, а также при фиксированных влажностях 35% и 0%, но разных соотношениях компонентов (рис. 21). Для построенных дисперсионных кривых анализировался перепад значений ДП на первой частоте диапазона (100 МГц) и на последней – 3 ГГц.

На рисунке 21 (а) видно, что в диапазоне георадарного плато наблюдается наибольший перепад значений ДП в пределах 10 %, отвечающий максимальной объемной влажности – 35%. С уменьшением влажности значения в диапазоне 500 МГц – 3 ГГц стабилизируются, а в случае сухих образцов вариаций не наблюдается. Помимо этого, на увеличенном фрагменте видно, что значения ДП практически совпадают для смесей с соотношениями песок/глина 50/50 и 40/60, а также 80/20 и 100/0 (рис.21, в). Среди дисперсионных кривых при объемной влажности 35% наибольшим перепадом значений ДП в 15 % обладает самая глинистая смесь с содержанием глины 80 %. Затем, с убыванием содержания глины в смесях до чистого песка, снижаются перепады в значениях, они составляют 11%, 10 % и 9% (рис. 21, б). Стоит обратить внимание на кривую 20/80 на рис. 21, в – значения ДП для этой смеси в 1.5 раза выше, чем для смеси, где песка вдвое больше (40/60). Это указывает на методические особенности измерений в ячейке: у более мелкодисперсных сухих отложений упаковка плотнее.

Полученные результаты о дисперсии действительной части ДП в области частот до 500 МГц согласуются с результатами других исследователей, описанными в п.2.3.2 и потому также могут быть объяснены влиянием эффекта Максвелла-Вагнера.

Таким образом, основываясь на полученных измерениях, в качестве диапазона частот с минимальной дисперсией ДП песчано-глинистых отложений был выбран 500 МГц-3 ГГц.

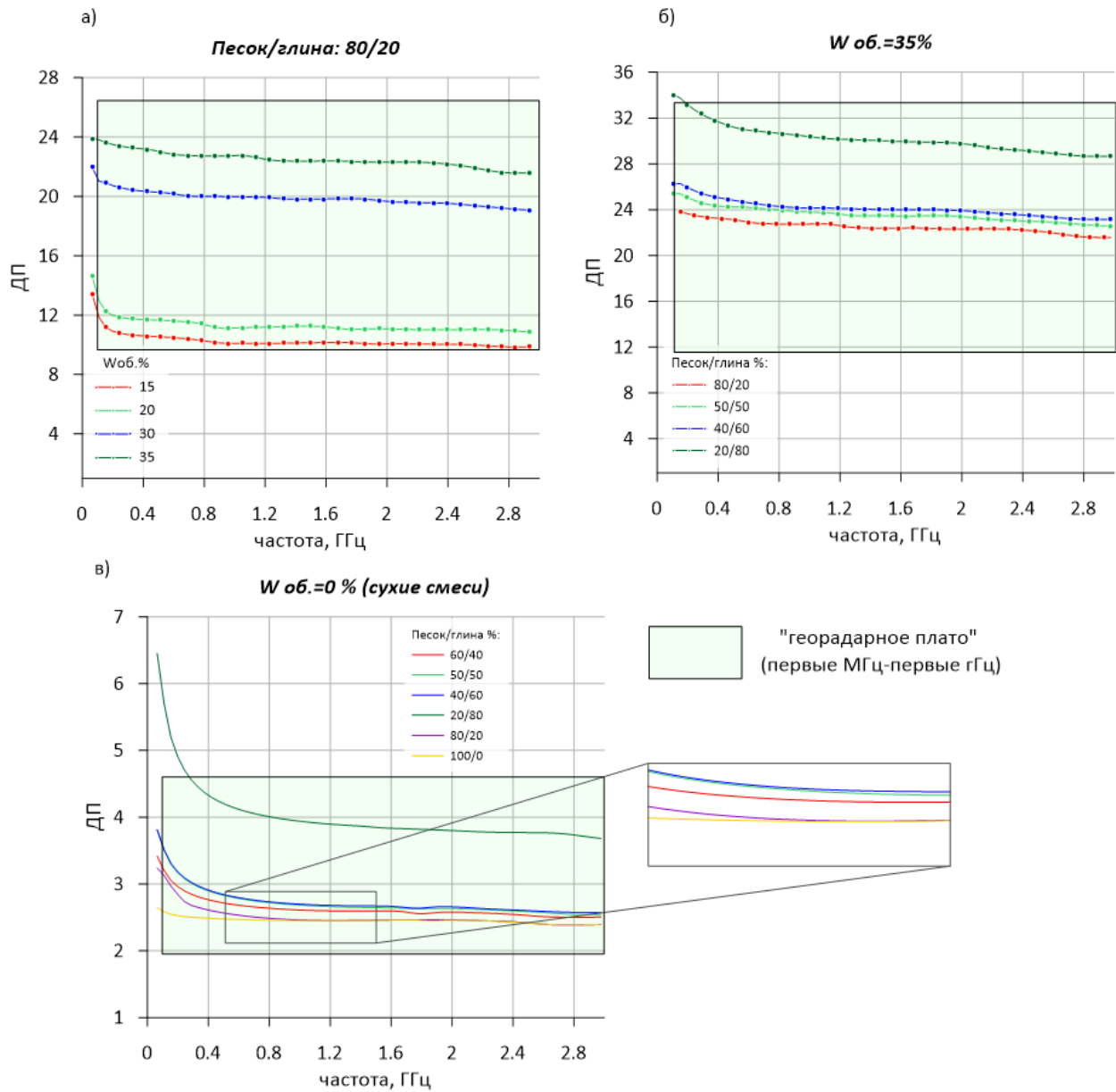


Рисунок 21. Зависимости действительной части ДП от частоты для смесей: а) с соотношением песок/глина 80/20 для различной объемной влажности; б) фиксированной объемной влажности 35% для различных соотношений песка и глины; в) фиксированной объемной влажности 0 % (сухие) для различных соотношений песка и глины

Глава 4. Методика интерпретации георадарных данных

В данной главе описываются методические приемы, направленные на уточнение интерпретации георадарных данных, основанные на результатах решения задач, описанных в Главах 2 и 3. В ходе разработки методики дополнительно потребовалось:

1. разработать технологию построения электрофизической модели по измеренным значениям ДП;
2. разработать метод совместного анализа набора данных: гранулометрический состав, весовая влажность, электрофизическая модель, смоделированные и полевые георадарные данные.

Как было показано в п.2.1, особенности строения слоистых песчано-глинистых толщ, такие как неравномерное распределение влаги, вариации упаковки зерен, прослой органического вещества, ожелезненного песка приводят к непредсказуемому распределению электромагнитных свойств, и, как следствие к нестратиграфическим отражениям, интерференции импульсов, кажущемуся отсутствию сигнала, наблюдаемым на радарограмме (п.1.3). В результате привязка осей синфазности отраженных волн к границам по скважине становится неоднозначной. Поэтому большинство седиментологических, геоархеологических и почвенных задач, в которых требуется межскважинная корреляция границ с помощью метода георадиолокации, остаются нерешенными.

В научной литературе представлены исследования, в которых авторы использовали интеграцию петрофизических данных, измеренных электромагнитных параметров и моделирования для уточнения интерпретации в седиментологических и геоморфологических задачах (см.п.1.1). Сочетание таких наборов данных позволяет установить причину георадарных отражений и на основе этого корректно выполнить их привязку к литологической границе, или же к любой другой границе с изменением петрофизических свойств.

Автором в рамках данной работы предлагаются методические приемы (рекомендации) интерпретации, частично заимствованные из подхода, основанного на интеграции разнородных данных (см.п.1.1). Однако, собственные разработанные приемы имеют некоторые ключевые отличия:

1. адаптированы под современные инструменты численного моделирования и измерения ДП и проводимости;

2. основаны на дополнительном измерении двух петрофизических параметров – влажности и гранулометрического состава как наиболее распространенные в задачах геоморфологии, почвоведения и геоархеологии (эти параметры могут быть заменены на любые другие, например, температуру или соленость, в зависимости от решаемой задачи);
3. включают значения не только ДП, но и проводимости;
4. сочетают, для определенных условий, два вида моделирования: полноволновое и лучевое;
5. позволяют построить физически обоснованную модель среды и однозначно соотнести георадарное отражение с границами, выделенными разными специалистами в точке независимого наблюдения.

Эти отличия делают предлагаемую методику интерпретации более универсальной, пригодной для использования как в седиментологических и геоморфологических исследованиях, так и в почвенных и геоархеологических. При этом подход имеет определенные требования и допущения.

Требования

Методика подразумевает наличие хотя бы одной точки независимого наблюдения (скважины, шурфа, траншеи, карьера и т.д.) на линии георадарного профиля; возможность отбора образцов отложений; наличие оборудования, необходимого для лабораторного измерения петрофизических и электромагнитных свойств отложений.

Допущения

Методические приемы применимы при интерпретации георадарных данных, полученных при работах на горизонтально или субгоризонтально слоистых толщах. Для перевода в глубинный масштаб не требуется знание скоростного закона, полученного каким-либо из распространенных способов (см. п.1.1-1.2).

Методика имеет две ветви последовательных действий в зависимости от типа точки независимого наблюдения: скважины или открытого грунта (стенка шурфа, траншея). Ниже автором будет дано краткое представление методических приемов интерпретации в порядке их использования с обоснованием их применения.

4.1 Анализ волновой картины. Качественная интерпретация

В качестве первого шага необходимо провести качественное сопоставление радарограммы с независимыми данными из скважины или стенки шурфа. Для того, чтобы понять возможна ли неоднозначность интерпретации. Для качественного анализа используется табличное значение ДП, поэтому при сопоставлении следует обращать внимание несколько на расхождения по глубине, сколько на несоответствие количества границ в скважине/ стенке

шурфа и осей синфазности на радарограмме. Георадарных отражений может быть больше, чем выделенных границ в скважине/ стенке, что будет связано с наличием нестратиграфических отражений или интерференцией импульсов, вследствие чего формируются «фиктивные» фазы. Осей синфазности может быть и меньше, такое встречается, когда описание скважины/стенки содержит границы, на которых электромагнитные свойства могут не меняться, например, смены цвета отложений.

Несоответствие по количеству необходимо иметь в виду для прогноза детальности измерений электромагнитных параметров и отбора образцов. Ведь в этом случае есть вероятность наличия контрастов электромагнитных свойств в пределах одного литологического или почвенного слоя, которые необходимо зафиксировать, поэтому именно там стоит разместить точки для измерения ДП и проводимости, а также выполнить отбор образцов.

Таким образом, под анализом волновой картины в рамках предлагаемой методики понимается разделение осей синфазности на те, которые можно уверенно привязать к границам по скважине/ стенке, и на те, чья природа образования без дополнительных измерений не ясна.

4.2 Измерения электромагнитных свойств

Роль измерений электромагнитных свойств заключается в возможности обнаружить ситуацию, при которой контрасты ДП и проводимости в разрезе не наследуют литологическую последовательность. Обладая информацией об истинном залегании отражающих границ, можно избежать неверной привязки. Техническая цель измерений электромагнитных свойств состоит в построении электрофизической модели, которая затем используется в качестве входной информации для моделирования. Под методикой измерения свойств понимается выбор метода измерения, особенности работы с приборами, шаг, с которым будут выполняться измерения, выбор конкретного значения ДП в случае широкополосных лабораторных измерений, а также схема измерения в полевых условиях. Рекомендации по работе с коаксиальной ячейкой и прибором TDR были описаны в Главе 3, а в данном пункте будут рассмотрены методические приемы, принципиально влияющие на результат интерпретации.

Выбор метода измерения электромагнитных свойств

Выбор лабораторного (ячейка) или полевого (TDR) метода определяется:

1. типом независимой точки наблюдения: если на объекте изучения имеется только скважина, то единственным методом для использования является лабораторный;
2. необходимой детальностью изучения свойств, исходя из п.4.1. Когда на объекте есть шурф или траншея, и если необходима высокая детальность (<10 см), то целесообразнее выбрать метод TDR за счет быстроты и удобства измерений.

Описанные условия для выбора метода измерения носят рекомендательный характер, так как в Главе 3 было показано, что коаксиальную ячейку и TDR можно считать взаимозаменяемыми в случае, если смеси не однокомпонентные, что случается редко.

Определение шага измерения

Выбор шага измерения является важной частью методики, так как от него зависит детальность будущей электрофизической модели и точность модельной радарограммы. Были сформированы рекомендации по определению оптимального шага измерений для разных ситуаций. В случае, если в точке независимого наблюдения выполнено разделение разреза на литологические, почвенные слои и любые другие, например, по цвету, плотности, содержанию органического вещества, то на каждый слой должно приходиться по одной точке измерения. Бывают ситуации, когда на момент измерения свойств разделение разреза специалистами на слои может быть еще не выполнено, или по керну наблюдается однородный по полевым признакам разрез (например, песчаный в эоловой дюне). В таком случае шаг измерений должен быть равен вертикальной разрешающей способности h используемого георадара, а при расчетах нужно использовать центральную частоту в воздухе f :

$$h = \frac{v}{4f} \quad (31)$$

где v – скорость распространения электромагнитных волн, м/с

Приведенные рекомендации должны снизить вероятность пропуска контрастов электромагнитных свойств, которые участвуют в формировании отражений.

Выбор значения диэлектрической проницаемости и проводимости при широкополосных лабораторных измерениях

Используя полевой метод TDR, на выходе пользователь получает одно значение ДП и проводимости на некоторой «эффективной» частоте, проблема определения которой была обозначена в Главе 3 и в этом методе она изменяется от 400 МГц до 1000 МГц. Результатом лабораторных измерений является дисперсионная кривая ДП и проводимости в выбранном диапазоне частот. В рамках данной работы для используемого оборудования, коаксиальной ячейки производства НПО Терразонд, было выявлено (см.п.3.3) смещение левой границы «георадарного плато» в область высоких частот, начиная с 500 МГц. Для проводимости не существует такого понятия, ее значения сильно изменяются с частотой (от 0.001 См/м при 10 МГц до 3 См/м при 3 ГГц для образца супеси).

Исходя из описанных особенностей, автор дает следующие рекомендации³ по выбору значения ДП и проводимости в качестве характеристики слоя при широкополосных измерениях:

³ Рекомендации основаны на эксперименте, описанном в Главе 3.

1. значение ДП вне зависимости от частоты используемого георадара рекомендуется выбирать в диапазоне от 500 МГц до 1000 МГц;

2. значение проводимости выбирается на минимальной частоте измерения используемого оборудования, в данной работе, использовались значения с частоты 10 МГц.

Методика полевых измерений методом TDR в стенке траншеи или шурфа

Перед началом измерений стенка шурфа или траншеи должны быть зачищена. Далее рекомендуется разметить сетку измерений на стенке с детальностью по вертикали, определенной в п.4.1, а по горизонтали – с шагом, установленным, исходя из видимой латеральной изменчивости разреза, чтобы не пропустить изгибы и наклоны слоев. В узлы размеченной сетки погружать вилку зонда для измерения. В случае, если значения ниже 2.5 (минимальное значение для сухого кварцевого песка), необходимо повторить измерения или сдвинуть точку, так как есть вероятность попадания вилки в корневые пустоты или кротовины. Желательно провести отдельные замеры в прослоях, резко отличающихся по цвету или структуре, даже если их мощность меньше разрешающей способности георадара. Это могут быть черные углефицированные прослои, рыжевато-красные ожелезненные полосы или белые карбонатные – возможные причины нестратиграфических отражений.

Результатом полевых измерений является двумерный набор значений ДП и проводимости, которые привязаны к локальной системе координат стенки шурфа.

4.3 Определение гранулометрического состава отложений и влажности

Гранулометрический состав показывает количественное содержание в отложениях частиц различной крупности. В рамках предлагаемой методики эта информация необходима для того, чтобы понять, есть ли смена литологического типа породы на границах с изменением электромагнитных свойств, что является важным для уточнения интерпретации. Как было отмечено выше, по полевым признакам изучаемый разрез может считаться литологически однородным. Такая ситуация характерна как раз для песчано-глинистых отложений, когда переход от супеси к песку или к суглинку градиентный.

Наименование породы зависит от типа используемой классификации, каждая из которых подразумевает разделение размерностей на разные классы. Описанный в Главе 2 опыт других исследователей показал, что наибольшую положительную корреляцию с величиной ДП показывает содержание частиц глинистой и пылевой размерностей. По этой причине автором для целей интерпретации рекомендуется использовать при определении типа породы классификацию по (Качинский, 1965) популярную в почвенных исследованиях, так как в отличие

от других распространенных (ГОСТ, треугольник Ферре, по Фролову В.Т.), она основана на разделении частиц только по двум размерностям: >10 мкм (физическая глина) и < 10 мкм (физический песок) (Табл.10).

Таблица 10.

Наименование почв по гранулометрическому составу по (Качинский, 1965)

Название почвы	Содержание физической глины (<10 мкм)
Песок рыхлый	0-5
Песок связанный	5-10
Супесь	10-20
Суглинок легкий	20-30
Суглинок средний	30-40
Суглинок тяжелый	40-50
Глина легкая	50-65
Глина средняя	65-80
Глина тяжелая	> 90

Измерение влажности необходимо по двум причинам: для дальнейшего построения индивидуальных калибровочных кривых, в особенности если решается почвенная задача, а также для выявления петрофизической причины образования нестратиграфических отражений. Последняя связана с тем, что границы изменения влажности могут находиться внутри литологически однородного слоя и являться отражающими с электромагнитной точки зрения.

4.4 Методика построения электрофизической модели разреза

Создание электрофизической модели (далее модели) является ключевым шагом в предлагаемом подходе интерпретации и неразрывно связано с методикой измерения электромагнитных свойств. Модель строится на основании измеренных ДП и проводимости (детальность которой определяется шагом измерений) и используется на этапе решения прямой задачи. В зависимости от типа точки независимого наблюдения отличаются методики ее построения, которые рассмотрены ниже.

Вариант построения модели при наличии скважины

Если на изучаемом объекте имеется скважина, то измерение свойств выполняется только лабораторным путем. Входными данными для построения модели является выборка значений ДП и проводимости, распределенных по глубине с шагом, определенным на этапе отбора

образцов. Модель подразумевает набор мощностей слоев и присвоенные им ДП и проводимость. Мощности слоев вычисляются по разности глубин, из которых были отобраны образцы на измерения. Таким образом точки отбора формируют кровли и подошвы слоев в модели. Каждому слою на всю его мощность присваивается одно значение ДП и проводимости с кровли этого слоя. Выбор конкретного значения ДП и проводимости описан в п.4.2 для случая лабораторных широкополосных измерений. Также стоит отметить, что допускается объединение слоев в один, если их значения различаются менее, чем на 5 % (установленное автором требование, так как погрешность измерений коаксиальной ячейки на данный момент является дискуссионным вопросом). Таким образом формируется одномерная модель изменения ДП и проводимости с глубиной в точке скважины и в данной работе она называется «начальной скважинной» моделью.

Вариант построения модели при наличии стенки обнажения

Если были проведены полевые измерения в стенке обнажения, то входными данными для построения модели является двумерный массив значений ДП и проводимости. Автором будет дана подробная методика построения модели по двумерным данным, адаптированная для дальнейшего использования в программе grfMax.

Модель разреза для подачи на вход вычислений программы grfMax представляет собой его геометрическое изображение в формате .png, в котором объекты (слои) с различными электромагнитными свойствами отличаются по цвету. Техника построения модели будет описана поэтапно:

1 этап. Визуализация результатов измерений электромагнитных свойств. Результаты измерений ДП и проводимости представляются в отдельных числовых таблицах в координатах x , z . Такое представление выбирается во избежание ошибок интерполяции и цветовой (визуальной) неоднозначности.

2 этап. Статистический анализ выборок. В двух числовых таблицах, отдельно по ДП и по проводимости, цветом выделяются электрофизические слои на основе статистического анализа. В тот или иной слой попадают значения ДП и проводимости, формирующие некоторую выборку X , для которой коэффициент вариации (CV) имеет значение менее 30%, что будет означать статистическую однородность. Выборки, у которых CV больше 30 – 35% считаются количественно неоднородными (Сизова, 2013). Ячейки, отвечающие одному слою (выборке), закрашиваются цветом. Так формируются цветные ячеистые модели в табличном представлении. Помимо коэффициента вариации должны быть рассчитаны основные параметры описательной статистики: среднее арифметическое (\bar{X}), среднее квадратическое отклонение (σ), которые вычисляются по формулам (32)-(34) (Пузаченко, 2004):

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{X}} * 100\% \quad (32)$$

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n X_i \quad (33)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{N - 1}} \quad (34)$$

При этом при выделении слоев на основе CV важно сохранить визуальное подобие наблюдаемому разрезу в стенке обнажения, поэтому поверх ячеистых моделей рекомендуется нанести границы, предварительно проведенные специалистами по стенке обнажения. Каждой выборке, отвечающей слою, ставятся в соответствие среднее арифметическое по ДП $\bar{\epsilon}$ и проводимости $\bar{\sigma}$, дисперсия $D[X]$, которые затем будут использоваться как основные электромагнитные характеристики слоя.

3 этап. Объединение ячеистых моделей. Полученные цветовые модели на этапе 2 объединяются. Слои по ДП, которые попали в пределы одного слоя по проводимости, сохраняются. Те слои по ДП, в пределах которых проводимость изменяется, должны разбиться на дополнительные зоны. Например, если на слой по ДП накладываются два слоя по проводимости, то в итоговой модели слой будет поделен на два: с одинаковой ДП, но разными значениями проводимости.

4 этап. Итоговая модель. Исходя из особенностей загрузки входной модели в программу grgMax, составляется итоговая цветная двумерная модель в формате .png на основе объединенных моделей на этапе 3.

Анализ отражательной способности модели

Независимо от того, используется одномерная или двумерная модель, необходимо оценить величину коэффициента отражения (Котр) на ее границах, ведь, как было показано в Главе 2, толщи песчано-глинистых отложений слагают среду с границами 2 рода со слабыми контрастами свойств. Сведения о Котр при уточнении интерпретации важны, так как впоследствии это упрощает процедуру привязки высокоамплитудных отражений на модельной радарограмме, а затем и на полевой, к наиболее контрастным границам. Модуль коэффициента отражения рекомендуется рассчитывать в общем виде с учетом проводимости ((23)-(25)).

4.5 Лучевое моделирование. Распространение модели на длину георадарного профиля

Лучевое моделирование выполняется, если измерения электромагнитных свойств проведены лабораторным путем. В случае, если были проведены двумерные измерения ДП и проводимости в стенке обнажения, этот этап пропускается.

Использование лучевого моделирования необходимо для:

1. решения прямой задачи и однозначной привязки осей синфазности на синтетической трассе к границам изменения электромагнитных свойств;

2. количественного сопоставления модельной трассы с полевой трассой и корректировки «начальной скважинной» модели;

3. привязки осей синфазности на полевой трассе к границам изменения электромагнитных свойств и их корреляции по длине профиля для составления модели по длине профиля.

Для выполнения математических операций лучевое моделирование предполагает выполнение следующих условий: среда является однородной горизонтально слоистой, а на поверхность падает плоская волна.

Для построения модельной трассы однократных отражений используется сверточная модель трассы (Владов, Судакова, 2017). Радарные данные $T(t)$ представляют собой совокупность полезного сигнала $s(t)$ и помех $n(t)$:

$$T(t) = s(t) + n(t) \quad (35)$$

В соответствии с теорией сигналов, полезный сигнал в приемнике георадара представляет собой результат операции свертки исходного зондирующего импульса с импульсной характеристикой среды в области времени (Владов, Судакова, 2017):

$$T(t) = S_0(t) * k(t) \quad (36)$$

где $S_0(t)$ – зондирующий импульс, $k(t)$ – импульсная характеристика среды.

Импульсная характеристика среды в случае пренебрежения сферическим расхождением и затуханием рассчитывается по формуле коэффициента отражения с учетом проводимости ((23)-(25)).

Двойные времена пробега вычисляются исходя из заданных мощностей и электромагнитных свойств в заданной «начальной скважинной» модели. В качестве зондирующего импульса $S_0(t)$ рекомендуется использовать импульс Риккера с центральной частотой равной частоте отраженного импульса на полевых данных f , рассчитанный по формуле из (Giannopoulos, 2005):

$$S_0(t) = -(2\pi^2 f^2 (t - \frac{\sqrt{2}}{f})^2 - 1) e^{-\pi f (t - \frac{\sqrt{2}}{f})^2} \quad (37)$$

Решение прямой задачи в месте расположения скважины

Решение прямой задачи по составленной «начальной скважинной» модели необходимо для того, чтобы привязать георадарные отражения на модельной трассе к границам изменения электромагнитных свойств. Эта процедура полезна, когда оси синфазности имеют сложную форму из-за интерференции отраженных сигналов от тонких слоев в модели, так как измерения ДП намеренно выполняются с шагом, определенным минимальной разрешающей способностью. Для точной привязки автором предлагается выполнить расчет синтетической трассы от каждой

границы в модели в предположении, что она единственная. Таким образом, количество синтетических трасс будет равно количеству границ в модели. Сравнивая отдельные георадарные отражения на полевой трассе с набором отражений на синтетических трассах, можно выполнять привязку осей синфазности в составе сложного отраженного импульса к границам изменения электромагнитных свойств.

Корректировка «начальной скважинной» модели

После получения представлений о волновых формах и об их причинах образования, необходимо провести количественное сопоставление полевой и синтетической трасс. Полевая трасса берется из радарограммы в месте скважины. В качестве критерия, описывающего степень близости данных, автором предлагается использовать корень из квадрата суммы квадрата разности (SSE) между значениями амплитуд на полевой и синтетической трассах (Беклемишев, 2009):

$$SSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N (Tr_{iobs} - Tr_{im})^2} \quad (38)$$

где Tr_{obs} – значения амплитуд на полевой трассе, Tr_{im} – значения амплитуд на синтетической трассе, N- число отсчетов.

В рамках настоящей работы автором было установлено максимальное допустимое значение SSE – 2.4. То есть, если значение SSE выше 2.4, необходимо продолжать изменять «скважинную» модель.

Для обеспечения сходства полевой и синтетической трасс, автором предлагается изменять мощности слоев в модели в пределах разрешающей способности георадара. Изменение ДП допускается в пределах погрешности измерений. После достижения необходимой степени близости, выполняется привязка осей синфазности на полевой трассе к границам изменения электромагнитных свойств на скорректированной модели.

Построение электрофизической модели по длине профиля

Следующим этапом является построение модели по всей длине профиля для полноволнового моделирования радарограммы в программе grgMax. Для того, чтобы составить такую модель, необходима полученная на предыдущем этапе полевая радарная трасса, привязанная к границам изменения электромагнитных свойств в модели. Автором предлагается следующая методика для расширения модели на длину профиля.

1. На полевую радарограмму во временном масштабе в месте, где расположена скважина, накладываются модельная и синтетическая трасса с засечками на осях синфазности, которые привязывались к границам изменения свойств в модели. Таким образом, эти оси далее прослеживаются по всей длине профиля (корреляция осей синфазности).

2. Прокоррелированные оси синфазности по длине профиля отвечают границам изменения электромагнитных свойств, поэтому они сдвигаются по глубине таким образом, чтобы соответствовать границам в итоговой электрофизической модели.

3. После сдвига границ, полученные слои заливаются цветом в соответствии со значением ДП. Таким образом, строится цветовая модель такой же глубины, как и скважина, но распространенная на длину профиля, границы в которой по форме отвечают осям синфазности.

4.6 Полноволновое моделирование

Полноволновое моделирование используется в работе для расчета синтетической радарограммы от электрофизической модели, расширенной на длину профиля.

О методе конечных разностей во временной области

Полноволновое моделирование использует метод конечных разностей для трехмерного решения уравнений Максвелла во временной области, в явных функциях. Электрическое и магнитное поля в каждый момент времени определяются на основании известных значений полей в предыдущий момент времени. Метод развивается с 1970-х гг. после выхода в свет работы (Yee, 1966). В ней автор предложил использование смещённых по отношению друг к другу на половину шага дискретизации по времени и по каждой из пространственных переменных сеток для электрического и магнитного полей (теперь это называется алгоритм Йи). Конечно-разностное моделирование по алгоритму Йи реализовано в зарубежной программе с открытым исходным кодом – `grMax` (Warren et al., 2016).

Для того, чтобы моделируемый физический процесс соответствовал действительности и при этом вычислительных затрат было меньше, необходимо ознакомиться с основными положениями конечно-разностного моделирования в программе `grMax`:

1. дискретизация пространственной и временной областей;
2. представление уравнений Максвелла в конечно-разностной форме;
3. граничные условия;
4. условия стабильности вычислений.

Автором будет рассмотрено каждое из положений

Дискретизация пространственной и временной областей

В методе FDTD пространственная и временная области дискретизируются с некоторым шагом. В каждой из точек (i, k) дискретизированной пространственной области вводится 2D-ячейка Йи. В результате непрерывная пространственная область заменяется сеткой (рис.22, а), в которой координаты выражаются через номера и размеры ячеек Йи:

$$x=idx; y=jdy; z=kdz \quad (39)$$

где i, j, k – номер ячейки по осям x, y, z ; dx, dy, dz – размеры ячейки по осям x, y, z

В уравнениях Максвелла изменение электрического поля E зависит от распределения магнитного поля H и наоборот. Сетки для электрического (TM-мода) и магнитного полей (TE-мода) смещены по отношению друг к другу на полшага дискретизации по каждой из пространственных переменных и по времени (рис.22, б). Такое расположение необходимо для аппроксимации разностью пространственных производных.

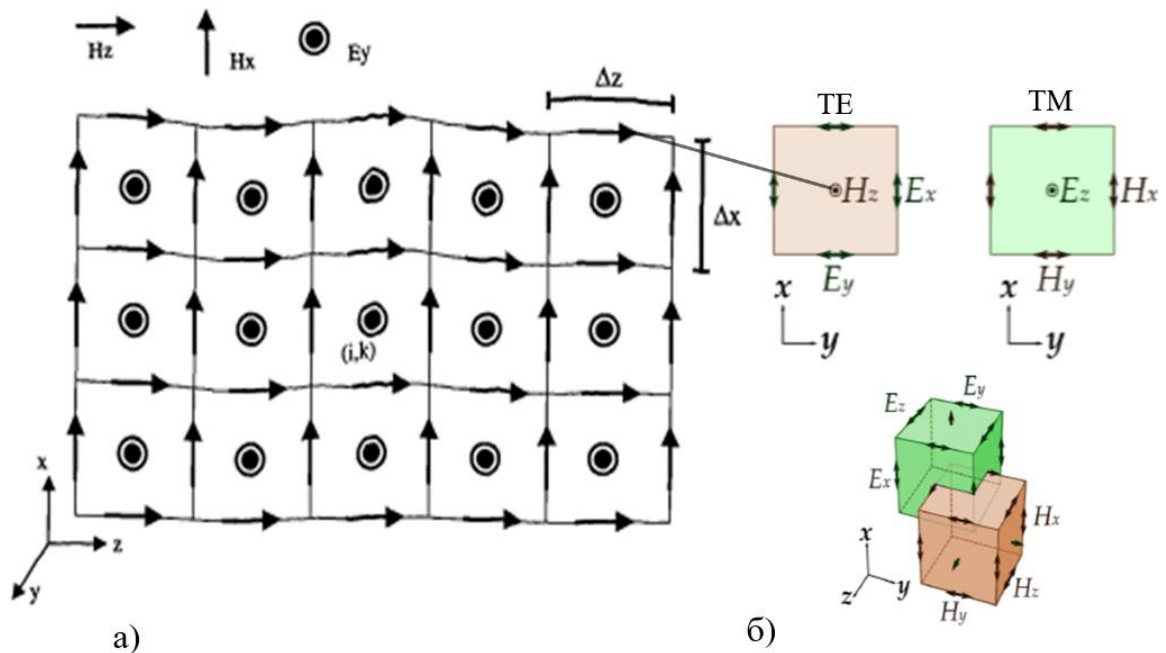


Рисунок 22. а) Пространственная сетка из 2D-ячеек с указанием векторов э/м поля TE-моды б) Расположение векторов э/м поля для TE и TM-моды в 2D-ячейках; смещение 3D-ячеек электрического (TM) и магнитного (TE) полей (Giannopoulos, 1997)

На данном этапе пользователем задаются размеры пространственной области в метрах по осям и соответствующие им шаги дискретизации dx, dy, dz , размеры временной области в секундах. Задаваемые параметры определяют количество ячеек в модели, которые отвечают за детальность получаемого математического решения и соблюдение масштабов между реальными и моделируемыми объектами. Например, шаг дискретизации может быть выбран так, что на целевой объект придется недостаточное количество ячеек, что приведет к искаженным вычислениям. Наоборот, чрезмерно большое количество ячеек будет давать детальные решения без искажений, однако вычислительный процесс займет много времени. Таким образом, выбор шага дискретизации должен проводиться для каждой задачи индивидуально с учётом требований:

- точность отображения моделью реальности;
- частотного состава исходного импульса;

- размеры целевых объектов (очевидно, что все объекты, присутствующие в модели, должны быть пропорциональны реальным).

Представление уравнений Максвелла в конечно-разностной форме

Чтобы записать уравнения Максвелла в конечно-разностной форме, используется правило конечно-разностной аппроксимации частных производных (Самарский, 1979). В общем виде аппроксимация производной первого порядка выглядит так:

$$\lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{u(x + \Delta x) - u(x)}{\Delta x} \approx \frac{u_{i+1} - u_i}{x_{i+1} - x_i} = \frac{u_{i+1} - u_i}{\Delta x_i} \quad (40)$$

Вместо непрерывного решения ищется конечное число дискретных значений с определенной точностью. FDTD – это итерационный алгоритм, поэтому для каждой итерации считаются электрические и магнитные компоненты. Уравнение для ТМ-волны в конечно-разностной форме имеет вид:

$$E_z^{n+1}(i, j) = E_z^n(i, j) + Z \frac{\Delta \tau}{\Delta x} - Z \frac{\Delta \tau}{\Delta y} \left[H_x^{n+\frac{1}{2}} \left(i, j + \frac{1}{2} \right) - H_x^{n+\frac{1}{2}} \left(i, j - \frac{1}{2} \right) \right] \quad (41)$$

$$H_x^{n+\frac{1}{2}} \left(i, j + \frac{1}{2} \right) = H_x^{n-\frac{1}{2}} \left(i, j + \frac{1}{2} \right) - \frac{1}{Z} \frac{\Delta \tau}{\Delta y} [E_z^n(i, j + 1) - E_z^n(i, j)] \quad (42)$$

$$H_y^{n+\frac{1}{2}} \left(i + \frac{1}{2}, j \right) = H_y^{n-\frac{1}{2}} \left(i + \frac{1}{2}, j \right) + \frac{1}{Z} \frac{\Delta \tau}{\Delta x} [E_z^n(i + 1, j) - E_z^n(i, j)] \quad (43)$$

Начальные условия (при $n=0, 1/2$) задаются падающей волной (функцией источника):

$$E_z^0(i, j), H_y^{\frac{1}{2}} \left(i + \frac{1}{2}, j \right), H_x^{\frac{1}{2}} \left(i, j - \frac{1}{2} \right) \quad (44)$$

Граничные условия

Объем области, в которой происходит расчёт, конечный, а электромагнитные волны при этом могут распространяться дальше. Задание граничных условий в модели необходимо для имитации бесконечности и устранения краевых эффектов. В программе реализованы идеально согласованные слои PML (Perfectly Matched Layer), которые относятся к типу поглощающих граничных условий. PML моделируют как магнитные, так и электрические потери, подобранные таким образом, что отражение на границе раздела отсутствует (рис.23).

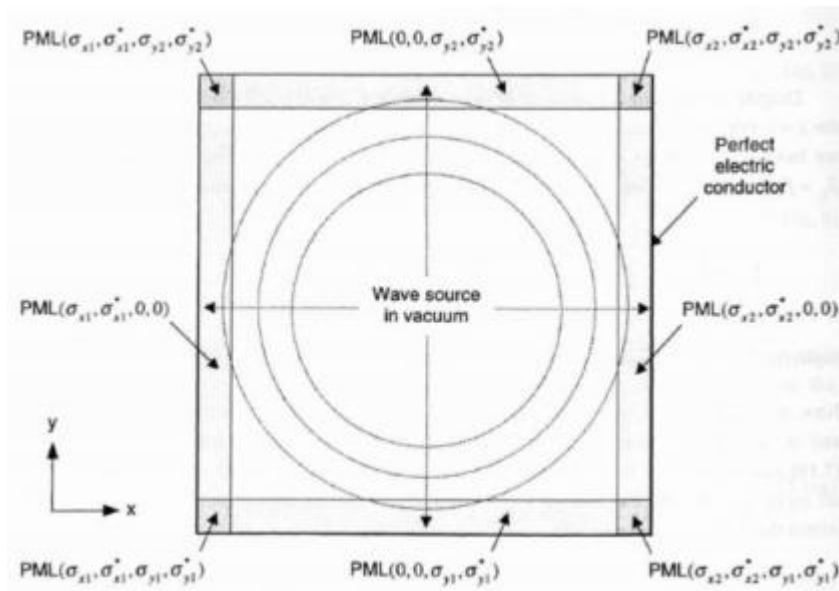


Рисунок 23. Расположение PML-слоев в моделируемой среде (Скубачевский, 2016)

Условие стабильности вычислений и численная дисперсия

Условие стабильности должно соблюдаться во временной и пространственной областях. Для временного шага существует верхняя граница, значения больше которой приведут к нестабильности численного решения. Условие стабильности, известное как критерий Куранта, для 3D – случая разностного решения записывается в виде (Чурюмов и др., 2003):

$$\Delta t \leq \frac{1}{v_m \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} + \frac{1}{\Delta z^2}}} \quad (46)$$

Где v_m – скорость распространения э/м волн в моделируемой среде

Подготовка данных

Для моделирования необходимо подготовить определенный набор файлов, который содержит информацию об электромагнитных свойствах и геометрии модели, о методических параметрах съемки, размерах расчетной области и ее дискретизации. Список необходимых файлов, а также комментарии к ним рассмотрены ниже:

1. Электрофизическая модель в виде графического файла

На вход моделирования подается двумерная цветовая модель. Цвет соответствуют одному значению ДП и проводимости, соответственно, сколько в модели значений параметров, столько и различных цветов. Геометрические размеры модели определяются количеством ячеек Y_i , которые связаны с выбранным шагом пространственной дискретизации расчетной области. При отрисовке модели в различных графических редакторах ее размеры следует задавать с помощью пикселей, количество которых должно быть равно количеству ячеек Y_i . Важным дополнением является добавление к модели воздушной прослойки над первым слоем, его мощность может

составлять даже размер одной ячейки. Это связано с тем, что при реальных работах антенны находятся в воздухе, и для того, чтобы расчетное время прихода воздушной волны соответствовало наблюдаемому на полевых данных, необходимо ввести этот слой.

2. Текстовый файл со значениями ДП и проводимости

В дополнение к модели создается текстовый файл, в котором для каждого слоя прописаны значения ДП и проводимости, магнитная проницаемость по умолчанию устанавливается равной 1.

3. Текстовый командный файл

Командный файл представляет собой сведения о размерах расчетной области в метрах, шаге пространственной дискретизации в метрах, длине временного окна в с, используемом вейвлете и его частоте в Гц, координатах x , y , z излучающей и приемной антенн, шаге перемещения антенн по профилю, названиях графического и текстового файлов.

Выбор параметров моделирования

Ниже даны рекомендации по выбору параметров полномасштабного моделирования в программе grgMax, необходимых для наилучшего соответствия с полевыми данными.

1. Размеры расчетной области по x и y должны соответствовать размерам реального профиля. y в системе координат grgMax отвечает за глубину, а z за толщину модели. Так как используется двумерная модель, размеры области по оси z равны размеру одной ячейки Δz .

2. Излучающая и приемная антенны должны находиться на расстоянии друг от друга как в используемом георадаре, то есть по координате y они должны быть расположены выше над первым слоем модели в воздухе, так как в полевых условиях антенны находятся в корпусе, который поднят относительно поверхности.

3. Начальные координаты излучающей антенны должны быть расположены таким образом, чтобы не попасть в поглощающие слои PML, которые по умолчанию оконтуривают расчетную область и имеют толщину 10 ячеек.

4. Шаг перемещения антенн должен быть подобран таким образом, чтобы на заданную длину профиля пришлось такое же количество трасс, что и на полевую радарограмму.

4.7 Методика совместного анализа петрофизической информации, итоговой модели и георадарных данных для уточнения интерпретации

Цель совместного анализа – привязать наблюдаемые на полевой радарограмме георадарные отражения к литологическим границам, границам почвенных горизонтов или к изменению петрофизических свойств в случае «нестратиграфических» отражений. В результате построить геолого-геофизический разрез с проведёнными и идентифицированными границами.

Входными данными для совместного анализа в таком случае являются: модель в координатах (x, z) , синтетическая и полевая радарограммы, значения влажности и гранулометрического состава отложений в точках измерения свойств. Этот набор данных при этом приурочен к стенке траншеи или шурфа. Методика совместного анализа будет включать следующие этапы:

1. Необходимо провести соответствие между георадарными отражениями, наблюдаемыми на синтетической радарограмме во временном масштабе и границами на модели в глубинном масштабе. Рекомендуется каждой границе на модели присвоить цвет и этот цвет использовать для выделения соответствующей оси. Таким образом каждая ось синфазности будет однозначно привязана к границе изменения электромагнитных свойств.

2. Наложить выделенные георадарные отражения на модельной радарограмме на полевую радарограмму во временном масштабе. Таким образом теперь георадарные отражения на полевой радарограмме будут привязаны к границам изменения электромагнитных свойств.

3. На полевой радарограмме выделить также оси синфазности, которые не наблюдались на модельной радарограмме (другими цветами).

4. Если количество и форма осей синфазности на полевой радарограмме совпадает с количеством и формой границ на модели, то она в своем изначальном виде используется для дальнейшей интерпретации. Если есть отличия, то с полевой радарограммы, переведенной в глубинный масштаб, переводятся на модель границы выделенные на этапе 3. Таким образом, модель дополняется новыми границами.

5. На данном этапе необходимо привязать границы изменения электромагнитных свойств на модели к границам изменения петрофизических свойств на основе теоретически и экспериментально обоснованных связей между ними (см. Глава 2, Глава 3).

5.1 Вдоль каждой границы (с учетом дополненных, см. этап 4) на модели по обе стороны от нее, в соответствии с шагом отбора образцов, указать изменения гранулометрического состава и влажности, а также присвоить вычисленные значения $K_{отр}$. На основе сведений из п.2.3.5 границы с наибольшим значением $K_{отр}$ должны отвечать изменению гранулометрического состава и влажности, так как соответствуют литологическим границам или границам между контрастными почвенными горизонтами. Наименьшие значения $K_{отр}$, предполагается, должны быть на границах со схожим гранулометрическим составом и небольшим изменением влажности. Таким образом границы изменения свойств в модели будут привязаны к литологическим или почвенным границам с объяснением природы образования в данном месте отражения.

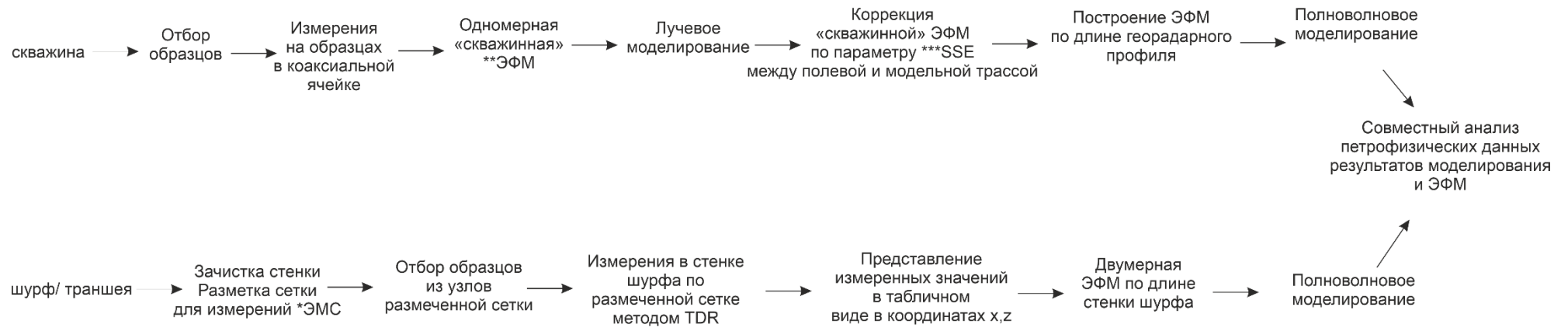
5.2 Для идентификации осей синфазности, которые не удалось привязать к границам модели, рекомендуется использовать «сырые» точечные значения ДП и проводимости в окрестности этих осей синфазности. Это связано с тем, что данные границы могут находиться в

местах локального изменения электромагнитных свойств, недостаточного для образования протяженной границы на модели на основе статистического анализа. Локальное изменение свойств в песчано-глинистых отложениях может быть связано с включениями железистого песка или органического вещества, которые повышают водоудерживающую способность и, как следствие величину ДП (см.п.2.3.4). Для того, чтобы убедиться, существуют ли в пределах этих границ подобные включения, рекомендуется использовать фотографии керна или всей стенки шурфа, или подробное литологическое/ почвенное описание.

Итоговая последовательность методических приемов интерпретации

На основе решения поставленных исследовательских задач была составлена последовательность методических приемов с указанием пунктов Главы 4, в которых приводилось обоснование их использования для цели уточнения интерпретации георадарных данных (рис.24).

Методические приемы для уточнения интерпретации георадарных данных в геологических приложениях



* Электромагнитные свойства (ЭМС)

** Электрофизическая модель (ЭФМ)

*** Сумма квадратов разности (SSE)

Рисунок 24 Итоговые методические приемы интерпретации

Глава 5. Результаты интерпретации георадарных данных в геологических приложениях⁴

Исследования, описанные в этой главе, проводились с целью апробации разработанных методических приемов интерпретации для решения реальных задач. В качестве объектов изучения были выбраны такие, которые на протяжении многих лет используются почвоведомы, геоморфологами и археологами в их собственных научных исследованиях. Метод георадиолокации в этих областях применяется как инструмент, позволяющий проводить корреляцию свойств и границ на расстоянии с точностью, которая зависит от поставленной задачи. Разработанный подход к интерпретации предполагает наличие любой независимой информации о разрезе (литологическая колонка, описание, фото керна), лабораторных измерений влажности и гранулометрического состава.

Полученные результаты георадарного профилирования интерпретировались с учетом специфики области применения и предъявляемых требований. С точки зрения геофизической науки, в ходе интерпретации георадарных данных по разработанной методике удастся получить информацию о поведении градиентного по диэлектрическим свойствам разреза в электромагнитном поле; о связи частоты поля с интерференцией в тонком слое; о петрофизических причинах формирования отражений электромагнитных волн. Поэтому в данной главе автором будет показано, как предлагаемые методические приемы позволяют

⁴ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором в соавторстве, в которых согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

29. **Тарасова М.А.**, Бричева С.С., Владов М.Л. Контрасты электрофизических свойств в песчано-глинистом разрезе и их отражение на радарограмме // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2025. – Т. 64. – № 4. – С.114-123. – EDN: ERPUAE. (1.16 п. л., вклад автора 70%). Импакт-фактор 0,288 (РИНЦ).

49. Bricheva S.S., Akhmetgaleeva N. B., Panin A. V., Shasherina L.V., **Tarasova M. A.**, Bezdudniy V.G., Matasov V.M., Zakharov A. L., Dobriansky A. S., Kurenkova E. I. Multi-scale palaeolandscape reconstruction at the Upper Paleolithic Byki sites, central East European Plain // *L'Anthropologie*. – 2024. – Vol. 128. – №. 2. – P. 103241. – EDN: KAUFU (2.67 п.л., вклад автора 30%). Импакт-фактор 0,419 (SJR).

произвести однозначную геологическую привязку с преодолением ограничений, описанных в п.1.3.

5.1 Интерпретация георадарных данных в почвенных исследованиях

Актуальные пути, по которым может развиваться интерпретация георадарных данных в почвенных исследованиях, связаны с уточнением оценок влажности и возможностью разделения переходных почвенных горизонтов. Как было сказано в п.1.2-1.3, практическая значимость развития интерпретации в этих направлениях обусловлена высокими требованиями к точности результатов, предъявляемыми к почвоведом и, как следствие, к специалистам-геофизикам. Однако, существуют трудности, которые приводят к неоднозначной интерпретации данных и не позволяют решить задачу с требуемой точностью (см. п.1.3). В данном исследовании к ним относились только недиагностические отражения, которые интерферировали с «полезными» отражениями от почвенных горизонтов, затрудняя их идентификацию. В данном подразделе автором будет показано как применение разработанных методических приемов позволяет корректно выполнить привязку и разделение почвенных горизонтов по георадарным данным.

5.1.1 Описание объекта исследования и постановка задачи исследования

Анализ почвенного разреза

В качестве участка исследования было выбрано место на высокой пойме р. Гусь в районе учебно-научной станции Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова «Лесуново» Спас-Клепиковского района в Рязанской области. Так как апробация методических приемов направлена на решение почвенных задач, требующих высокой точности, то для верификации результатов интерпретации было принято решение выкопать шурф размерами 2.2 м по ширине и 1.8 м по глубине. Специалистами-почвоведом было проведено полевое описание в соответствии с Полевым определителем почв Почвенного института имени В.В. Докучаева (2023) одной стенки шурфа по следующим признакам: цвет, структура (рыхлый, уплотненный), текстура (слоистость, однородность), степень влажности (сухой, увлажненный, мокрый), наличие включений (уголь, фрагменты растительности, оксиды железа), степень оглеения, необходимым для идентификации того или иного почвенного горизонта. Согласно описанию, почвенный профиль состоит из 9 почвенных горизонтов, разделенных на поверхностно-гумусовые (A₀ и A₂) и рыхлые почвообразующие породы, слабо затронутые почвенными процессами (C₁ – CG) (рис.25).

Постановка задачи

Специалистами-почвоведомы была поставлена задача разделить по данным георадиолокации почвенные горизонты и оценить влажность почвенного профиля до глубины 2 м. Минимальную зафиксированную мощность имеет горизонт C_{2f} 10 см, что будет служить требованием к вертикальному разрешению. Требованием к оценке влажности является получение результата, наиболее приближенного к фактическим измеренным значениям влажности. Для решения данной задачи автором был применен комплекс методических приемов, описанных в Главе 4.

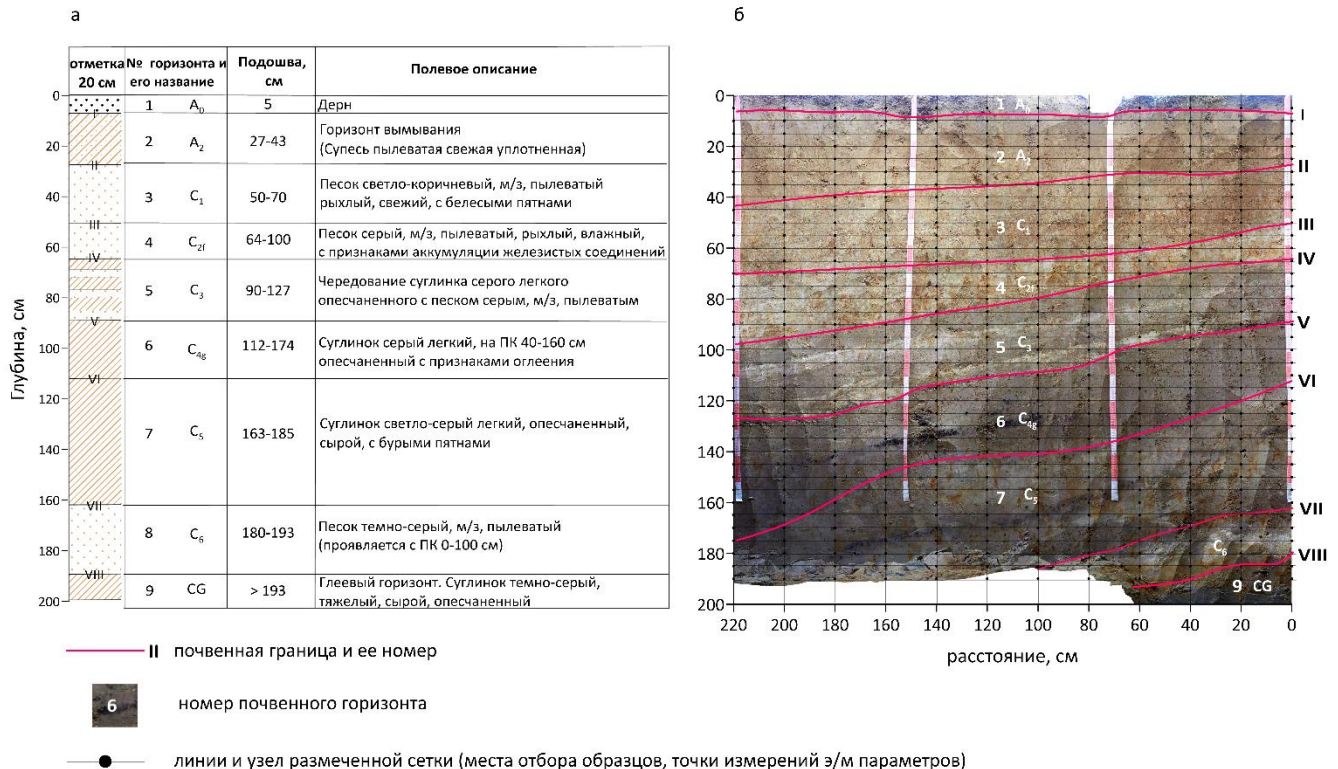


Рисунок 25. Информация о почвенном профиле в стенке шурфа: а – литологическая колонка по полевому описанию на отметке 20 см, б – фото стенки шурфа с наложенными границами почвенных горизонтов и размеченной сеткой для измерения э/м параметров и отбора образцов

5.1.2 Георадиолокационное профилирование и качественная интерпретация данных

В рамках исследования было проведено георадарное профилирование вдоль стенки шурфа до его раскопки (рис.26). Длина профиля составляла 100 м. Использовался георадар ОКО-3 (НПЦ ГЕОТЕХ, г. Москва) с частотой излучающей антенны 400 МГц. Также на участке будущего шурфа проведено георадарное зондирование по методу общей глубинной точки (ОГТ) для оценки эффективного значения ДП. Для этого использовался георадар ОКО-2 с антенной 400 МГц с отдельными блоками излучения и приема и длинными оптическими кабелями. Запись и обработка данных производилась в ПО Cartscan (Геотех, г. Москва). К основным процедурам

обработки относились полосовая фильтрация и коррекция амплитуд. Для заключительного этапа обработки – перевода в глубинный масштаб – было выбрано значение скорости 9 см/нс, что соответствует эффективному значению ДП 11. Вертикальная разрешающая способность используемого георадара для данной частоты и ДП=11 оценивается в 5-6 см.

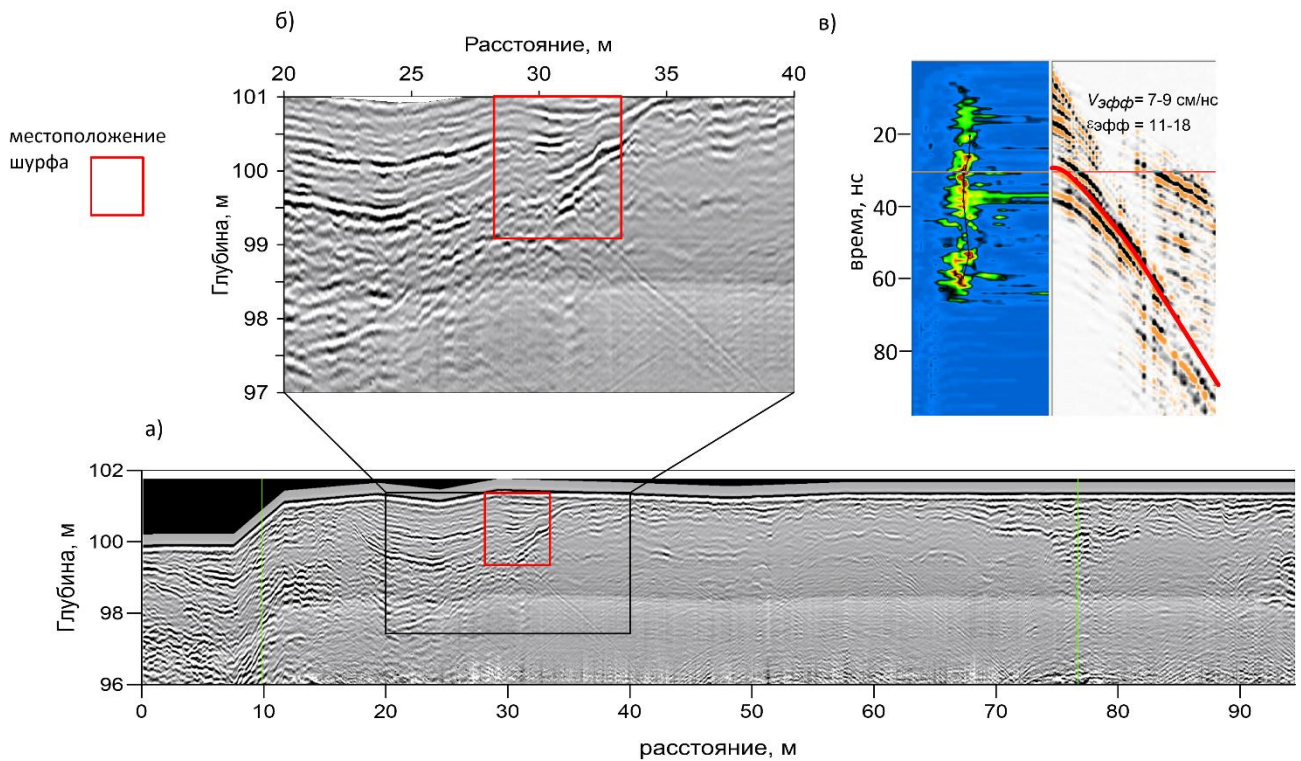


Рисунок 26. Радарограмма после обработки и ввода рельефа (а) с обозначением местоположения шурфа, увеличенный фрагмент радарограммы (б) скоростной анализ по данным георадарного ОГТ (в)

Качественное сопоставление радарограммы и стенки шурфа

На примере сопоставления выделенных почвенных горизонтов в стенке шурфа и осей синфазности на фрагменте радарограммы, покажем их несоответствие между собой по трем признакам: количеству, глубине и форме отражающих границ. Для этого на полевую радарограмму были нанесены 8 почвенных границ (присвоены римские цифры), выделенных в стенке шурфа и проведены границы по осям синфазности (присвоены арабские цифры), номера слоев, а на отметке 20 см отдельно вынесены границы резкого изменения размера частиц (рис. 27, а, б, в, г). Границы по осям синфазности проводились через каждые три видимые фазы, исходя из трехфазового зондирующего импульса, который был снят с отдельной полевой трассы (рис. 27, д).

Граница I находится в ближней зоне георадара (перекрывается прямой волной). Границы II и III имеют максимальное расхождение по глубине 8-12 см с осями синфазности 2 и 3, также отличаются от них по форме и наклону, поэтому не могут быть соотнесены между собой.

Литологические границы IV, V и VI имеют расхождения по глубине с соответствующими осями синфазности 5, 7 и 8 в пределах вертикальной разрешающей способности 5-6 см и подобны им по наклону и форме, поэтому на данном этапе их можно считать «привязанными». Границам VII и VIII не отвечают никакие оси синфазности в силу затухания сигнала. Стоит также отметить наличие георадарных отражений внутри слоев, которым не отвечают выделенные литологические границы: оси синфазности 4 в слое 4 и ось 6 в слое 5. Также ни одна ось синфазности не совпала с промежуточными границами по гранулометрии (белые засечки на пикете 20 см).

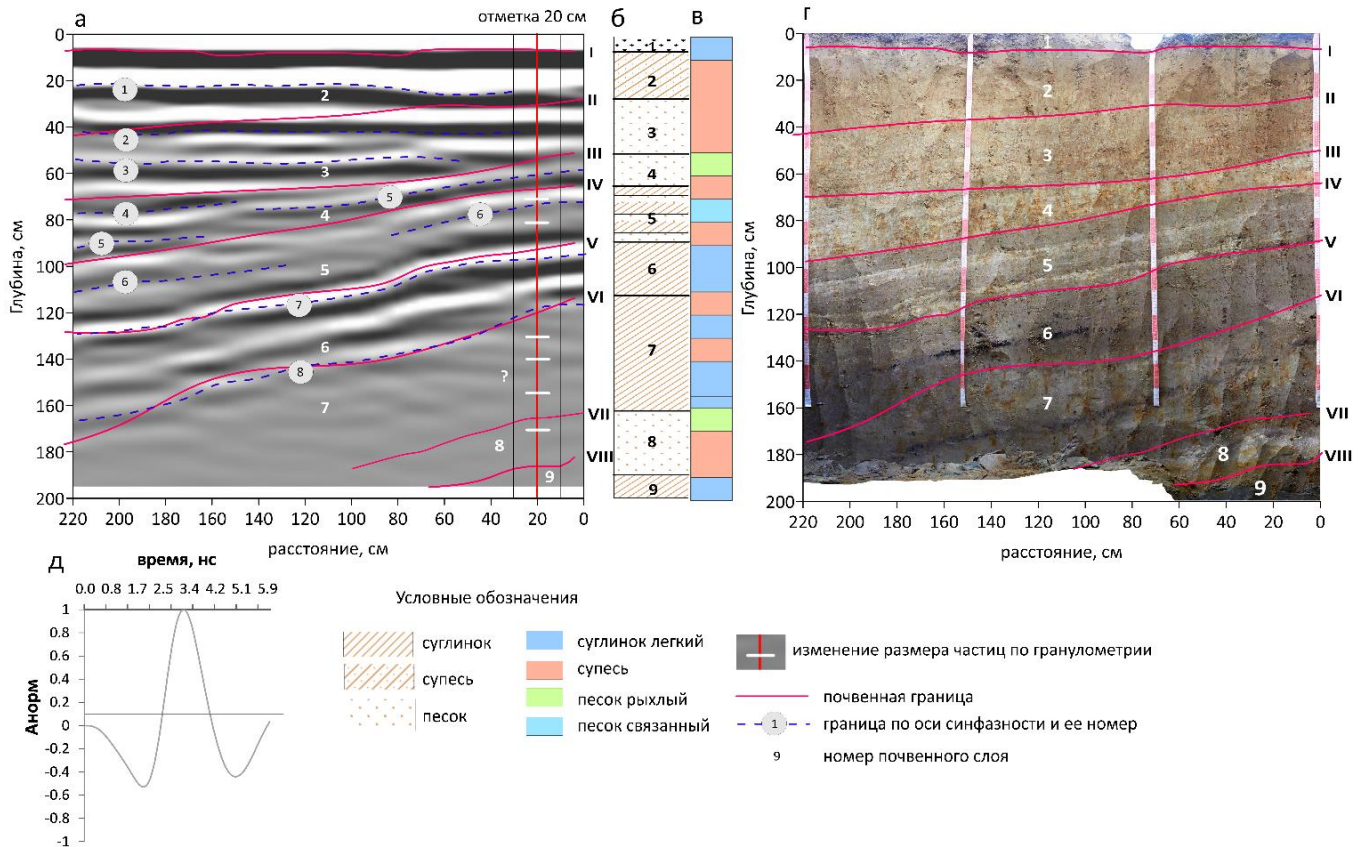


Рисунок 27. Фрагмент радарограммы и фото стенки шурфа с геологической информацией: а – фрагмент полевой радарограммы по границам шурфа с наложенными почвенными границами, б – полевое описание на отметке 20 см, в – типы пород по гранулометрии на отметке 20 см; г – фото стенки шурфа; д – трехфазовый импульс антенны ОКО

5.1.3 Отбор образцов и лабораторные измерения петрофизических свойств

Стенка была размечена по горизонтали с шагом 20 см (пикеты) и по вертикали с шагом 5 см с началом координат в правом верхнем углу. Выбор сетки с такими параметрами обусловлен толщиной видимых почвенных горизонтов и их латеральной изменчивостью. Толщина минимального прослоя составила 10 см. Полученная сетка использовалась для привязки по

глубине и пикетам выделенных почвенных горизонтов, образцов, отобранных для анализа гранулометрического состава и влажности, точек измерений электромагнитных параметров. Для лабораторных измерений отбирались образцы на пикетах стенки шурфа 20, 80, 140 и 200 см с шагом 10 см по глубине. Всего было отобрано 68 образцов.

Гранулометрический состав

Гранулометрический анализ на образцах проводился для более точного определения типа изучаемого разреза по сравнению с полевым описанием. Для 68 образцов были определены процентное содержание частиц с размерностями больше 10 мкм (физический песок) и меньше 10 мкм (физическая глина). Для измерений использовался лазерный анализатор размера частиц Microtrac Bluewave (Россия) (оборудование Почвенного института имени В.В. Докучаева).

В соответствии с классификацией Н.А. Качинского (Качинский, 1958), используемой в почвоведении, в стенке шурфа были выделены следующие типы пород: песок рыхлый, связанный, супесь, суглинок легкий. Таким образом, почвенный разрез в стенке шурфа можно уверенно идентифицировать как песчано-супесчаный по размерности частиц. По результатам гранулометрического анализа было выявлено дополнительно 5 границ (рис.28).

Влажность

Для целей данной работы естественная влажность отложений определялась для 34 образцов (с пикетов стенки шурфа 20 и 80 см) весовым методом по ГОСТ 5180-2015. Испытания проводились на оборудовании учебной научной станции «Лесуново». Образцы массой 15-50 г из zip-пакетов помещаются в бюксы и взвешиваются. Затем бюксы ставятся в сушильный шкаф, в котором грунт высушивается до постоянной массы при температуре 105°C, после чего окончательно взвешиваются. Весовая влажность w в процентах рассчитывается по формуле (ГОСТ 5180-2015):

$$w = \frac{m_1 - m_0}{m_0 - m} * 100\% \quad (47)$$

где m_1 - масса влажного грунта с бюксом, г; m_0 - масса высушенного грунта с бюксом, г; m – масса пустого бюкса, г.

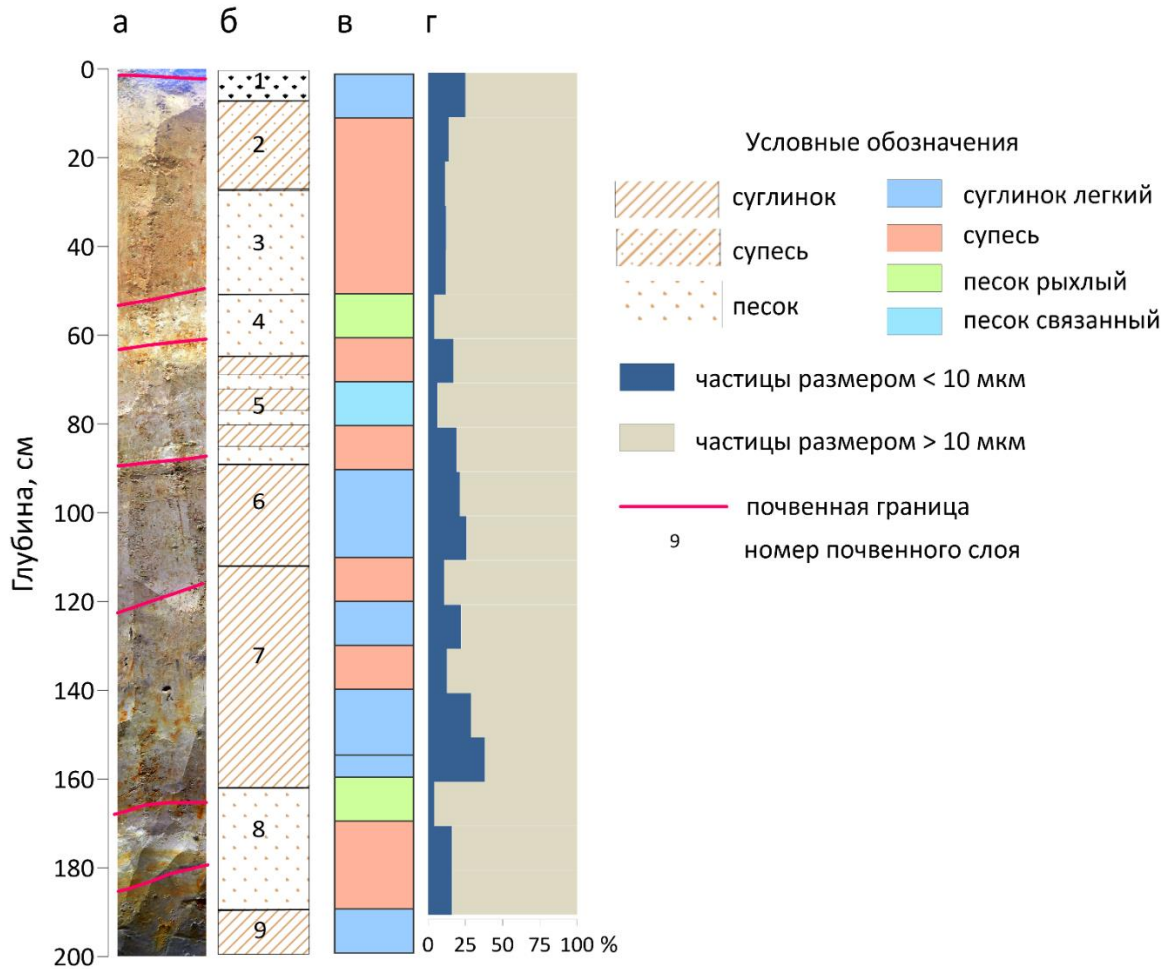


Рисунок 28. Набор независимых данных о разрезе в районе пикета 20 см: а – фрагмент фото, б – полевое описание отложений, в – типы пород по гранулометрическому составу, г – процентное содержание частиц песчаной (<10 мкм) и глинистой (>10 мкм) размерностей

5.1.4 Измерения электромагнитных параметров

Первый этап, необходимый для интерпретации георадарных данных, состоит в измерении электромагнитных параметров отложений на линии профиля. По результатам эксперимента по сравнению полевого метода и лабораторного методов было показано, что они являются взаимозаменяемыми (за исключением однокомпонентных отложений) и поэтому выбор метода определяется исходя из удобства использования. В данном случае полевой метод TDR использовать целесообразнее по двум причинам: во-первых, для обеспечения высокой точности в решении почвенных задач лучше проводить метод измерения в естественных условиях; во-вторых, за счет возможности получить данные из большого количества точек, что также увеличивает точность оценки свойств.

Электромагнитные параметры отложений измерялись в узлах размеченной сетки (рис.25, б). Всего было произведено 432 измерения. Для измерений использовался прибор TDR200

(Campbell Scientific, USA). Методически работы выполнялись следующим образом: зонд погружали в грунт стенки шурфа в узлах размеченной сетки, затем на него подавался ступенчатый электромагнитный импульс, после чего регистрировались параметры отраженного сигнала (время), и рассчитывались значения ДП и проводимости. Полученные значения для каждой точки измерения ДП в стенке, были сохранены и оформлены в двумерном табличном виде в координатах x, z (x -пикет, z -глубина) для дальнейшего построения карт.

Качественное сопоставление независимых данных с электромагнитными свойствами

Рассмотрим, как почвенные горизонты и границы, проведенные по осям синфазности на радарограмме соотносятся с изменениями электромагнитных свойств. Для этого значения каждой точки измерения ДП (ϵ) и проводимости (σ) в стенке шурфа были сохранены и оформлены в виде карт в программе Surfer, в координатах x, z (x -пикет, z -глубина) (рис.29). На шкале ДП цвета обозначают диапазоны значений: 5-7 (очень низкие), 7-9 (низкие), 10-14 (средние), 15-20 (повышенные), 21-24 (высокие), более 25 – очень высокие. Также на карту ДП нанесены контуры зон, отличающихся по свойствам от окружающего их «диэлектрического слоя» с одним цветом. По проводимости было выделено два диапазона: от 0.8 мСм до 1.3 мСм – низкий, более 1.3 мСм – высокий.

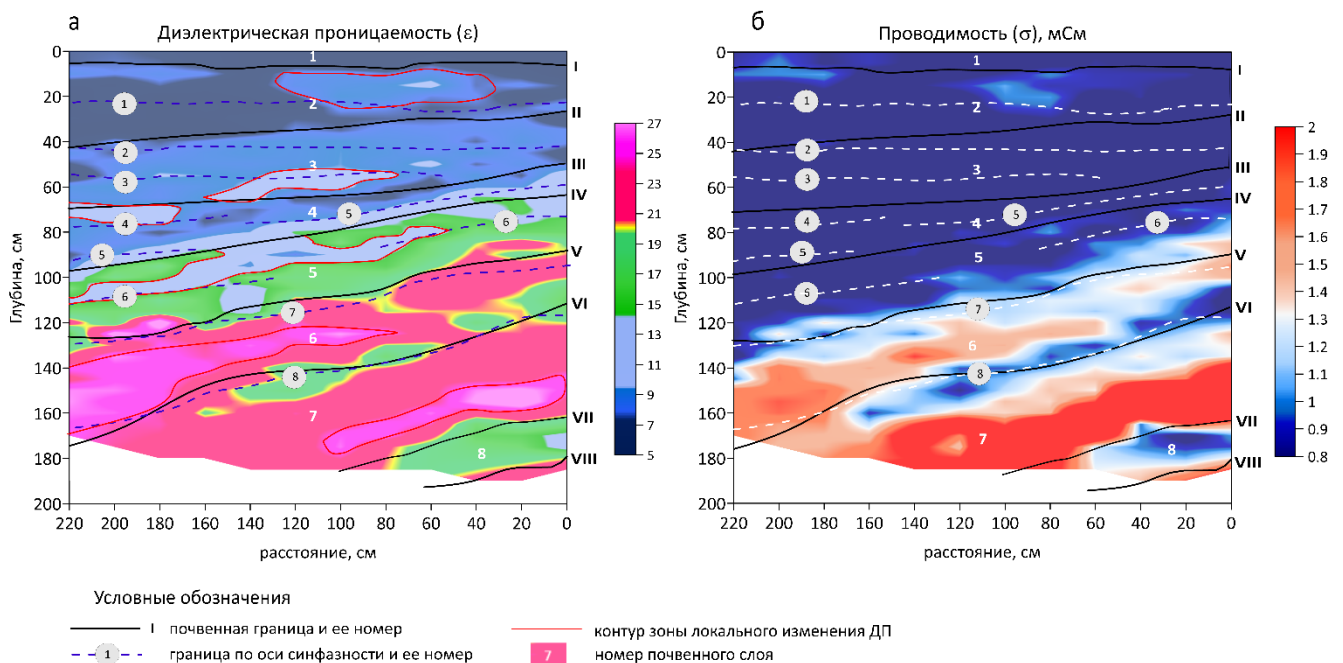


Рисунок 29. Карты электромагнитных параметров: а – диэлектрической проницаемости, б – проводимости, измеренные методом TDR в стенке шурфа

Проведем качественный сравнительный анализ границ также по трем признакам: глубина, форма и наклон. Почвенные границы I, II, III и оси синфазности 1, 2 находятся в области, где не наблюдается видимого (по цвету) изменения электромагнитных свойств. Границы IV, V и VI, и

привязанные к ним соответственно оси 5, 7 и 8 соотносятся с границами изменения обоих электромагнитных параметров по глубине, форме и наклону. Оси синфазности 3, 4 и 6, находящиеся внутри почвенных горизонтов проходят по контурам зон локального изменения ДП. Границы VII и VIII отчетливо оконтуривают слой с повышенными значениями ДП низкой проводимостью, однако на этих глубинах, как было показано выше, осей синфазности не наблюдается.

Стоит отметить, что при таком качественном сопоставлении, несмотря на знание о распределении свойств, могут быть неточности, связанные с выбором диапазонов свойств и соответствующей им цветовой шкалы. Поэтому, для того чтобы количественно оценить влияние контрастов электромагнитных свойств на формирование волнового поля и конечное отражение на полевой радарограмме, была решена прямая задача для построенной на основе этих измерений электрофизической модели.

5.1.5 Построение электрофизической модели

Итоговая электрофизическая модель разреза для подачи на вход вычислений программы grgMax представляет собой его геометрическое изображение в формате .png, в котором объекты (слои) с различными электромагнитными свойствами отличаются по цвету. Техника построения модели будет описана поэтапно.

1 этап. Визуализация результатов измерений электромагнитных свойств. Результаты измерений ДП и проводимости были представлены в отдельных числовых таблицах в координатах x, z .

2 этап. Статистический анализ выборок. В таблицах по ДП и по проводимости цветом выделялись электрофизические слои на основе статистического анализа. В один слой входили значения свойств, формирующие некоторую выборку X , для которой коэффициент вариации CV был менее 30%. Так были сформированы цветочастые модели по табличному представлению (рис.30).

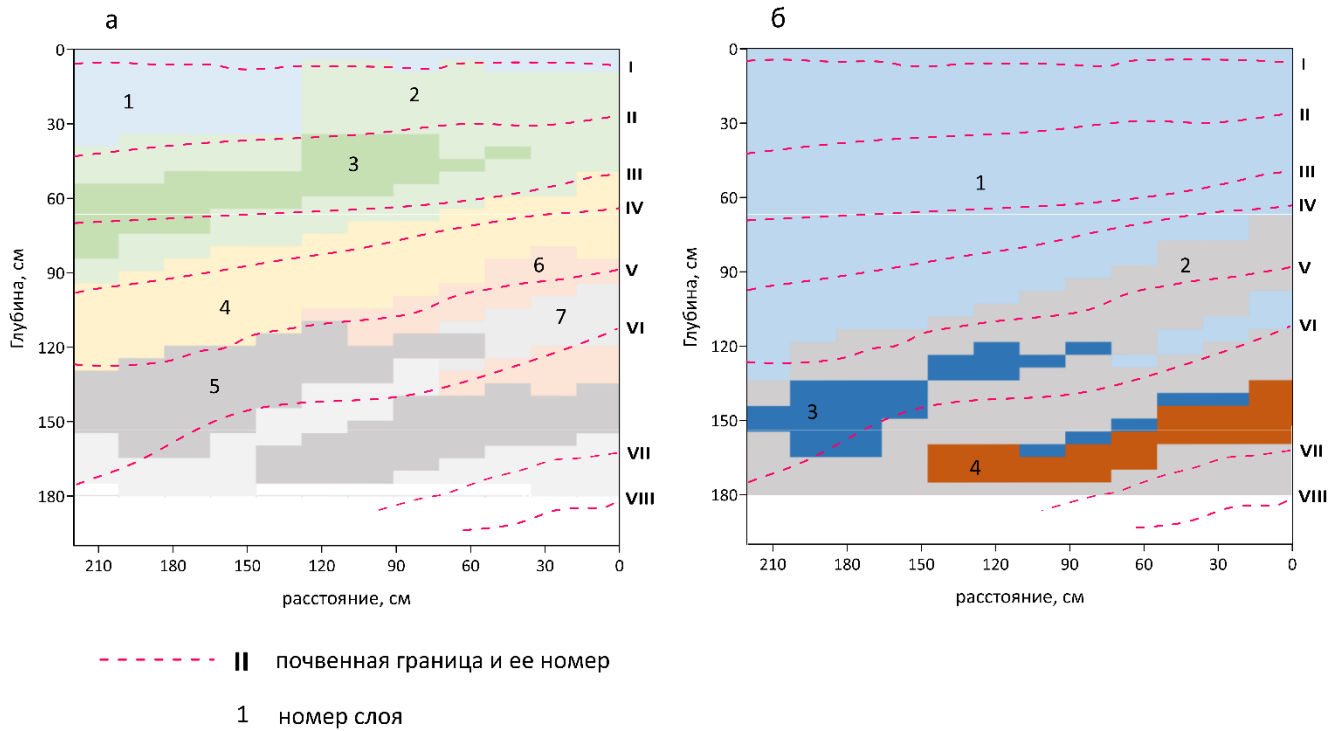


Рисунок 30. Ячеистые модели ДП (а) и проводимости (б) с наложенными границами почвенных горизонтов

Выделенные слои должны были сохранить визуальное подобие наблюдаемому почвенному разрезу в стенке шурфа, поэтому поверх ячеистых моделей были нанесены границы почвенных горизонтов. Каждой выборке, отвечающей слою, были поставлены в соответствие среднее арифметическое по ДП $\bar{\epsilon}$ и проводимости $\bar{\sigma}$, дисперсия $D[X]$, которые затем будут использоваться как основные электромагнитные характеристики слоя. Всего было выделено 7 слоев по ДП и 4 слоя по проводимости (Табл. 11).

Таблица 11.

Статистические параметры электрофизических слоев по ячеистым моделям ДП и проводимости

Для модели диэлектрической проницаемости						
№ слоя	X	ϵ_{\min}	ϵ_{\max}	$\bar{\epsilon}$	$D[X]$	CV, %
1	41	4.9	7.6	6.1	0.7	11
2	85	7.0	9.6	8.1	0.7	8
3	37	8.3	10.8	9.4	0.6	7
4	63	11.1	18.6	15.0	2.0	13
5	83	20.6	29.7	24.2	1.7	7
6	34	18.5	23.8	21.5	1.3	6
7	45	12.5	22.2	18.8	2.2	12

Для модели проводимости						
№ слоя	X	σ_{\min}	σ_{\max}	$\bar{\sigma}$, мСм	D[X]	CV, %
1	230	0.3	0.9	0.7	0.1	19
2	91	1.0	1.6	1.2	0.2	12
3	29	1.4	2.0	1.7	0.2	10
4	22	2.2	5.5	3.6	0.9	25

3 этап. Объединение ячеистых моделей. Построенные, как показано выше, модели объединялись – 4 слоя, различных по проводимости были, наложены на модель ДП. Слои по ДП, которые попали в пределы одного слоя по проводимости, сохранялись. Те слои, в пределах которых проводимость изменялась, разбивались на дополнительные зоны. Например, на слой 5 по ДП накладываются слои 2 и 3 по проводимости, поэтому на итоговой модели слой 5 будет поделен на два.

4 этап. Итоговая модель и оценка ее контрастности. Далее, исходя из особенностей загрузки входной модели в программу grgMax, была составлена итоговая цветная электрофизическая модель в формате .png на основе объединенных моделей на этапе 3 (рис. 31). Всего в итоговой модели было выделено 13 слоев, различных по электромагнитным свойствам, идентификатором которых является цвет. Используя значения ДП и проводимости из итоговой модели, для каждой границы были рассчитаны значения $|K_{отр}|$ (рис.31).

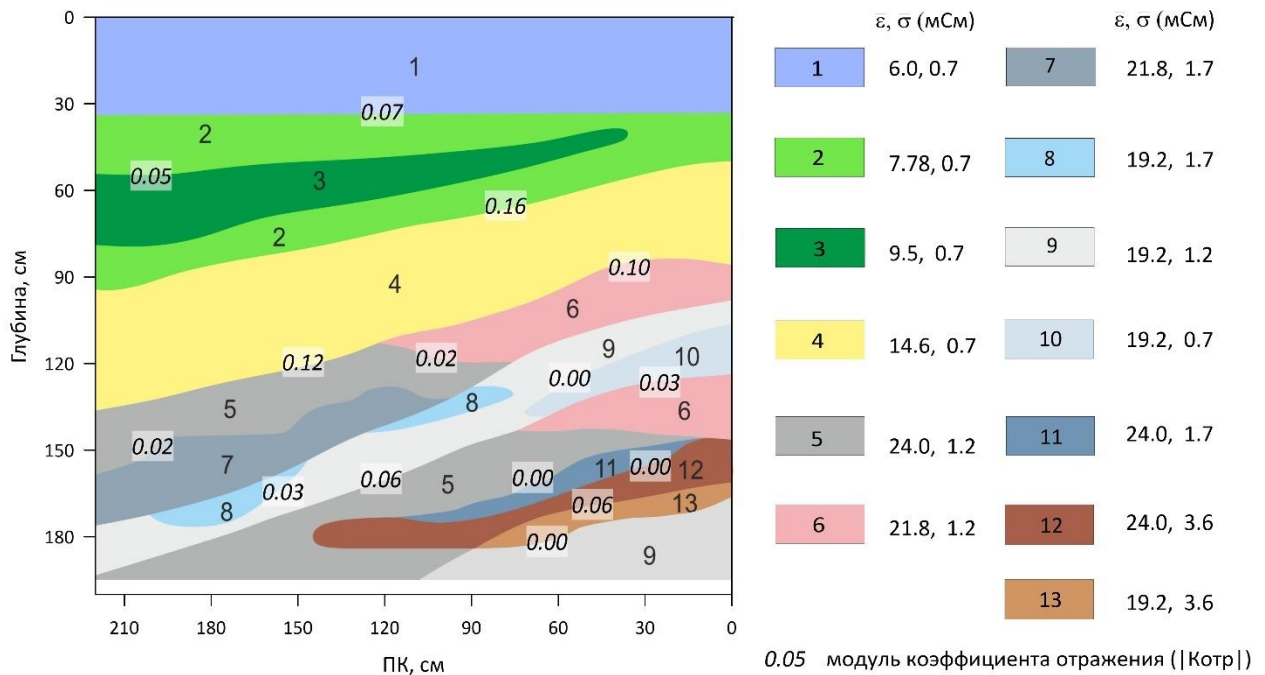


Рисунок 31. Итоговая электрофизическая модель с указанием электромагнитных свойств слоев и $|K_{отр}|$

Таким образом, несмотря на относительно высокие значения ДП, последовательность электрофизических слоев формирует слабоконтрастную по электромагнитным свойствам модель с изменением $|K_{отр}|$ от 0.03 до 0.16, что и предполагалось в Главе 2. Проводимость при этом не внесла значительного вклада в отражательную способность границ.

Параметры полноволнового моделирования

Моделирование в работе необходимо для того, чтобы, принять во внимание границы изменения электромагнитных свойств, проанализировать георадарный отклик от изучаемого разреза. В данной работе для полноволнового моделирования применялась программа grgMax. Основными параметрами моделирования являются размеры единичной ячейки, частота зондирующего импульса, временное окно, положение источника и приемника. Заданное значение частоты было выбрано в соответствии с центральной частотой используемого в полевых условиях георадара 400 МГц. Размеры расчетной области совпадают с размерами стенки шурфа (2.2 м и 1.8 м), размеры ячейки (0.02 м) выбраны исходя из условий стабильности. Расстояние между источником и приемником 0.1 м. В итоге синтетическая (смоделированная) радарограмма содержала 110 трасс.

5.1.6 Сопоставление синтетической и полевой радарограмм. Идентификация причин и привязка отражений

Роль данного шага в решении поставленной задачи наиболее важная и состоит в выполнении корректной привязки осей синфазности к границам изменения электромагнитных свойств, выяснении петрофизической природы отражений в данном почвенном профиле и идентификации недиагностических отражений.

Сопоставление массивов данных: синтетической, полевой радарограмм и модели

Сопоставление необходимо для привязки осей синфазности к границам изменения электромагнитных свойств. На рис. 32 приведены результаты сопоставления осей синфазности на синтетической и полевой радарограммах с границами на электрофизической модели, которым для сравнения были присвоены различные цвета и номера. Синтетическая и полевая радарограммы приведены к одному глубинному масштабу, при переводе в глубину использовалась $ДП=11$. Поверх радарограмм наложены границы с модели для удобства привязки.

Итак, ось синфазности 1 на полевой радарограмме выделена неверно, ведь на модельной радарограмме отражение, отвечающее границе 1 на ЭФМ, находится на 40 см, а выше импульс является четырехфазовым за счет интерференции воздушной и грунтовой волн. Таким образом, ось синфазности 1 смещается на начало отрицательной фазы на глубину 40 см, при этом ось 2 становится фиктивной, так как входит в состав трехфазного отраженного сигнала от границы 1. Оси синфазности 3, 4, 7, 8 совпадают по глубине и форме с осями синфазности на синтетической

радарограмме и границами на электрофизической модели 2, 3, 4, 5, 6 и 7. Такое совпадение по глубинам с границами на модели говорит о том, что выбранное изначально для перевода эффективное значение ДП=11 при данных условиях является достаточным для сопоставления. Оставшиеся границы на модели не проявились ни на синтетической, ни на полевой радарограммах, что обусловлено поглощением в нижележащих, более проводящих слоях. Оси синфазности 4 и 6 не привязаны ни к одной из границ на модели, что может быть связано с несовершенством выбранной модели или погрешностями измерений.

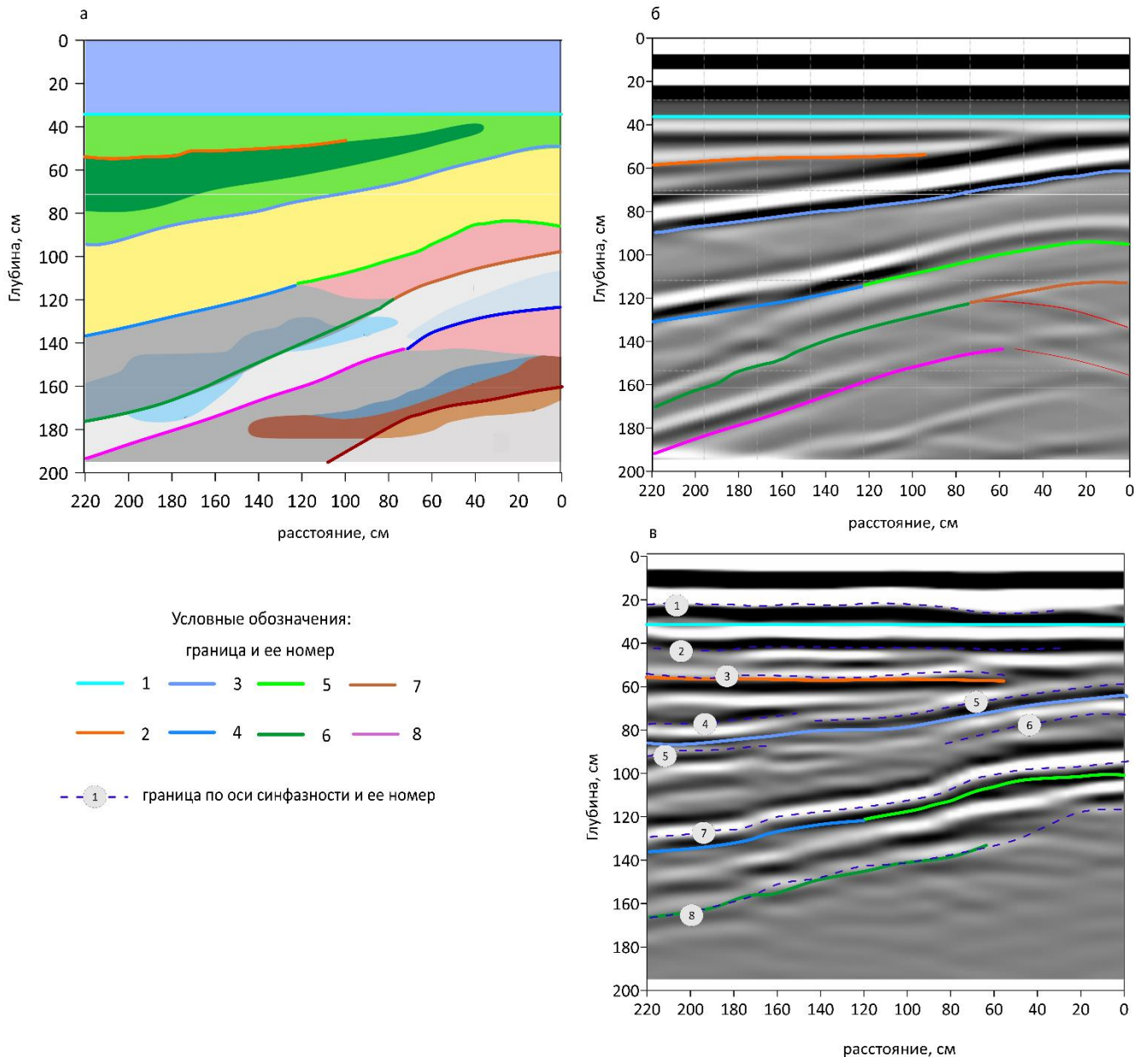


Рисунок 32. Приведение в соответствие границ на электрофизической модели (а) с границами, выделенными по осям синфазности на модельной (б) и полевой радарограммах (в)

Привязка георадарных отражений

На данном этапе необходимо проанализировать связи между границами изменения электромагнитных свойств на модели, соотнесенными с ними осями синфазности с учетом их корректировки и границами почвенных горизонтов. Сводная схема всех данных представлена на рис.33. Ось синфазности 1 смещена относительно почвенной границы II на ПК 220-160 см на 7 см. Поскольку разрешающая способность используемой антенны георадара составляет 7 см, а допустимая погрешность измерений (согласно п.1.2) не должна превышать 10 см, оси синфазности 1 правомерно привязать ко второй почвенной границе II, дополнительно маркирующей смену свойств.

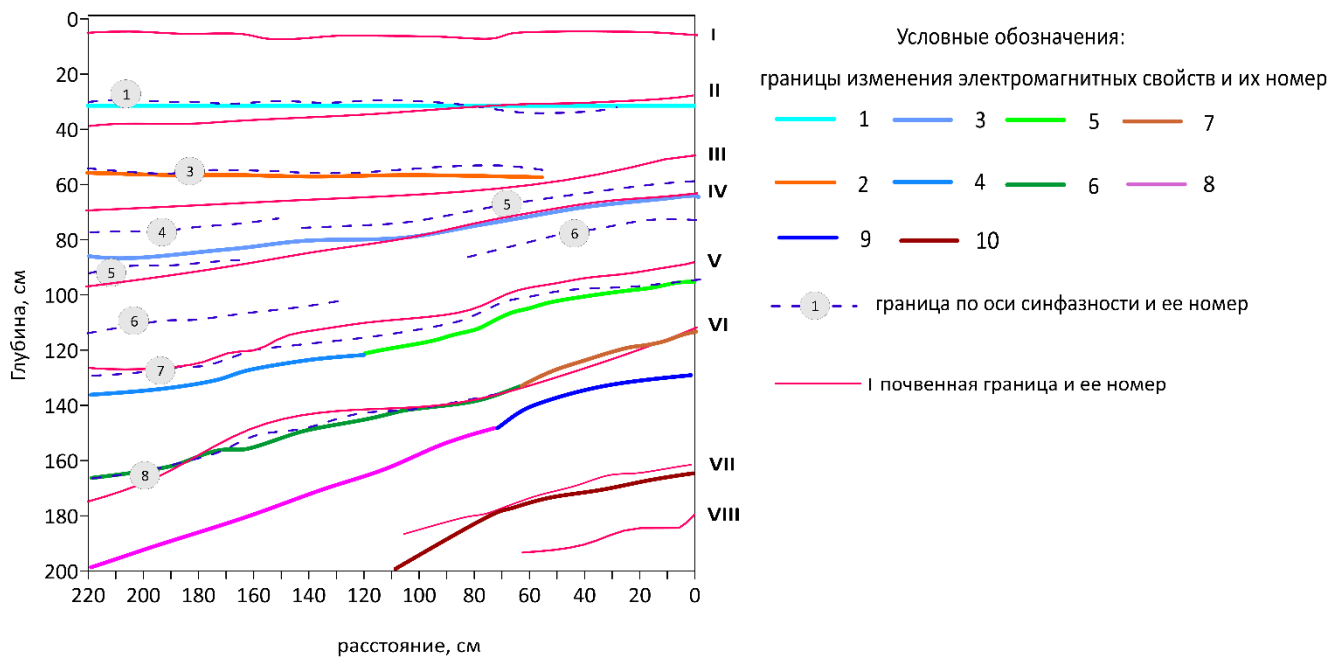


Рисунок 33. Сопоставление границ изменения электромагнитных свойств с почвенными горизонтами и осями синфазности

Ось синфазности 2 – фиктивная, поэтому не участвует в привязке. Отражения 3, а также 4 и 6 не отвечают никаким почвенным границам, находятся в местах локального изменения ДП (см п.5.1.4), то есть являются недиагностическими. Оси синфазности 5, 7, 8 соответствуют как границам изменения электромагнитных свойств, так и почвенным горизонтам IV, IV, VI. Почвенная граница I находится в ближней зоне георадара, поэтому ее нельзя обнаружить, III не сопровождается изменением свойств, поэтому и не наблюдается отвечающая ей ось синфазности. Почвенные границы VII и VIII связаны с изменением ДП и проводимости, однако, из-за поглощения не удастся обнаружить отраженный сигнал. На электрофизической модели также зафиксированы границы 8 и 9 – на них изменяются электромагнитные свойства сред, однако признаки смены почвенных горизонтов отсутствуют. Теоретически данные границы должны

вызывать отражения электромагнитных волн, однако малая амплитуда сигнала усугубляется эффектом поглощения, что препятствует регистрации (Табл.12).

Таблица 12.

Результаты сопоставления границ изменения электромагнитных свойств с границами почвенных горизонтов и осями синфазности

Почвенная граница	Ось синфазности	Граница изменения свойств модели	 Kотр 	Комментарий
II	1	1	0.07	Привязка выполнена
IV	5	3	0.16	
V	7	4, 5	0.12, 0.10	
VI	8	6, 7	0.06	
I	-	-	-	В ближней зоне георадара
III	-	-	-	Не приурочена к изменению электромагнитных свойств
VIII	-	-	-	Локальное изменение электромагнитных свойств
VII	-	10	0.05	Отсутствие осей синфазности из-за поглощения
-	3	2		Недиагностические отражения, связаны с локальными изменениями электромагнитных свойств
-	4	-	-	
-	6	-	-	
-	-	8	0.06	Отсутствие осей синфазности из-за поглощения, почвенные границы не были выявлены
-	-	9	0.03	

Идентификация причин отражений

В ходе проведенного выше анализа были обнаружены недиагностические отражения, и как было замечено в п.1.2, часто исследователи не освещают вопрос идентификации причины их образования в почвенном профиле, поэтому в рамках данной работы необходимо на него ответить. Помимо этого, полезной для использования в интерпретации будет информация о том, почему некоторые почвенные границы не сопровождаются изменением электромагнитных

свойств и наоборот. Для ответа на эти вопросы, в частности, автором в рамках предлагаемой методики привлекается информация о петрофизических свойствах разреза.

Для удобства анализа были построены сводные таблицы (рис.34, 35), включающие различные сведения о выделенных на радарограммах границах: коэффициент отражения ($K_{отр}$), изменения средних ДП $\bar{\epsilon}$ и проводимости $\bar{\sigma}$ по слою, влажности (w), содержания частиц физической глины (<10 мкм), типа грунта по классификации Н.А. Качинского. Рассматриваемые границы были нанесены на фрагменты стенки шурфа и карт ДП и проводимости вместе с почвенными границами и осями синфазности, которые находятся внутри почвенного слоя. В скобках указывается количественное изменение параметра в процентах.

Анализ таблиц показывает, что границы разреза с $|K_{отр}|$ от 0.03 до 0.14 проявляются на данных георадиолокации в виде осей синфазности отраженных волн. Границы с низкой по разрезу отражательной способностью ($|K_{отр}|$ 0.03 - 0.10), как правило, находятся внутри почвенного слоя и характеризуются изменением влажности и содержанием частиц физической глины менее, чем в 2 раза. Границы с высокой отражательной способностью ($|K_{отр}|$ 0.10 – 0.14) отвечают почвенным границам (расхождения по глубине в пределах разрешающей способности) и характеризуются изменением влажности и содержания частиц физической глины более, чем в 2 раза. Объяснить данные наблюдения можно тем, что отражательная способность границ контролируется ДП, которая, в свою очередь, имеет сильную связь со влажностью, обусловленную структурно-текстурными особенностями (Глава 2). Поэтому наибольший коэффициент отражения наблюдается на почвенных границах и проявляется в виде отражений на радарограмме.

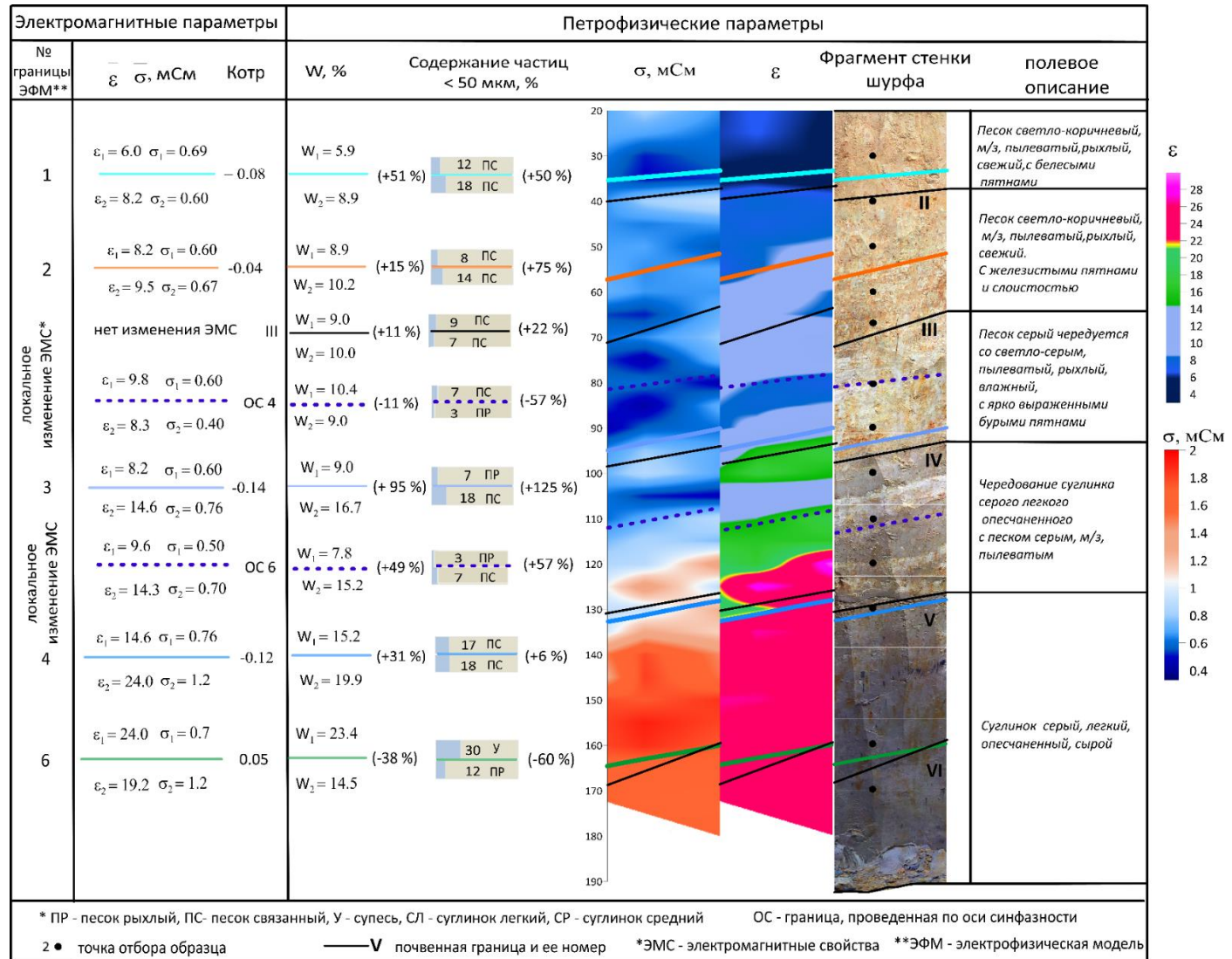


Рисунок 34 Сводная таблица изменений петрофизических и электромагнитных свойств, осей синфазности и границ почвенных горизонтов на отметке (пикете) 200 см

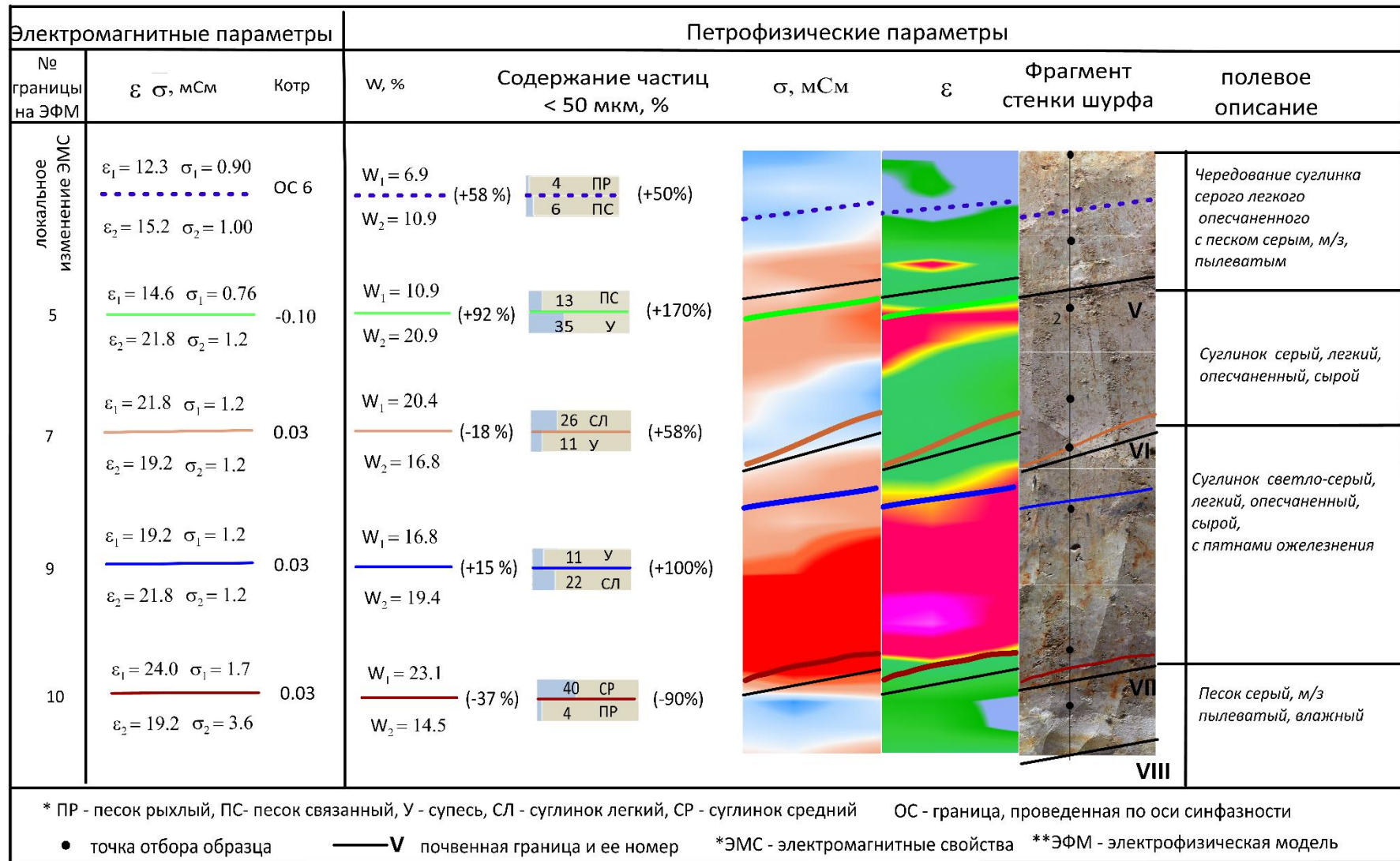


Рисунок 35. Сводная таблица изменений петрофизических и электромагнитных свойств, осей синфазности и границ почвенных горизонтов на отметке (пикете) 20 см

5.1.7 Результат интерпретации радарограммы. Проверка точности результатов

Разделение на почвенные горизонты

На основе сводных таблиц были проинтерпретированы все наблюдаемые границы. По результатам моделирования выделены границы изменения электромагнитных свойств, отражения от которых не наблюдались на полевых данных из-за поглощения. Все выделенные границы показаны на итоговом разрезе на рис.36. Подписи значений влажности на рисунке обозначают недиагностические отражения, не связанные со сменой почвенных горизонтов. Также удалось выделить границу, которая связана с наличием оксидов железа. На этой границе наблюдается понижение ДП, что можно объяснить ростом мезопористости в ожезненном песке, то есть количество пор возрастает, но при этом снижается их средний диаметр. Не отображены I и III почвенные границы, так как они не проявляются в электромагнитном поле. Точность определения остальных границ находится в пределах разрешающей способности георадара.

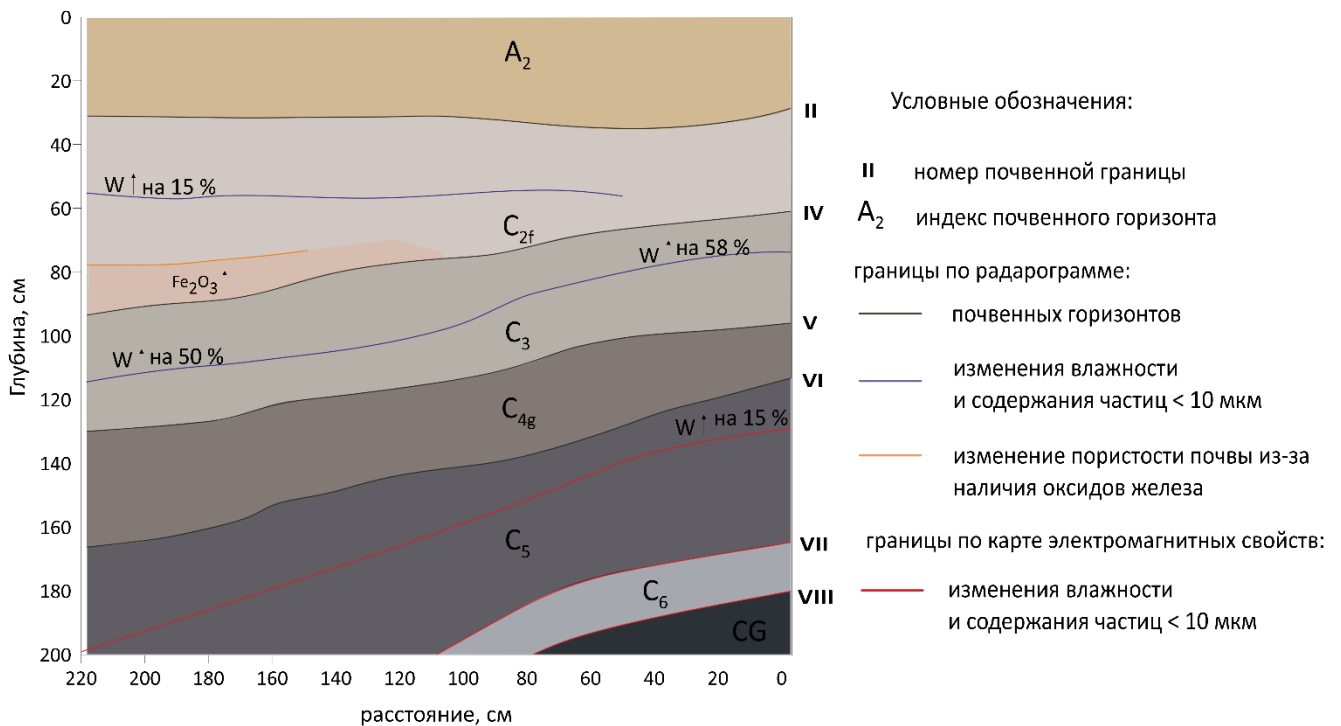


Рисунок 36. Итоговый результат интерпретации радарограммы

Оценка влажности

В большинстве методов определения влажности вычисленное значение относится к верхним 50 - 70 см, получить оценки для более глубоких горизонтов на данный момент можно только с помощью прямых и косвенных измерений, в частности, с помощью метода TDR. Так как для апробации стенка шурфа была покрыта сеткой полевых измерений ДП, то оптимальным был пересчет в значение объемной влажности по формуле Топпа как наиболее универсальной в

почвенных исследованиях. Таким образом была построена карта изменения объемной влажности. На нее после итоговой интерпретации были вынесены границы почвенных горизонтов. Карта на рис.37 демонстрирует градиентное увеличение влажности от 7 до 40 % с локальными понижениями.

Можно заметить проявление недиагностической границы между IV и V границами, связанной со значительным изменением влажности (от 20 до 27 %). На всех почвенных границах наблюдается градиентное изменение влажности.

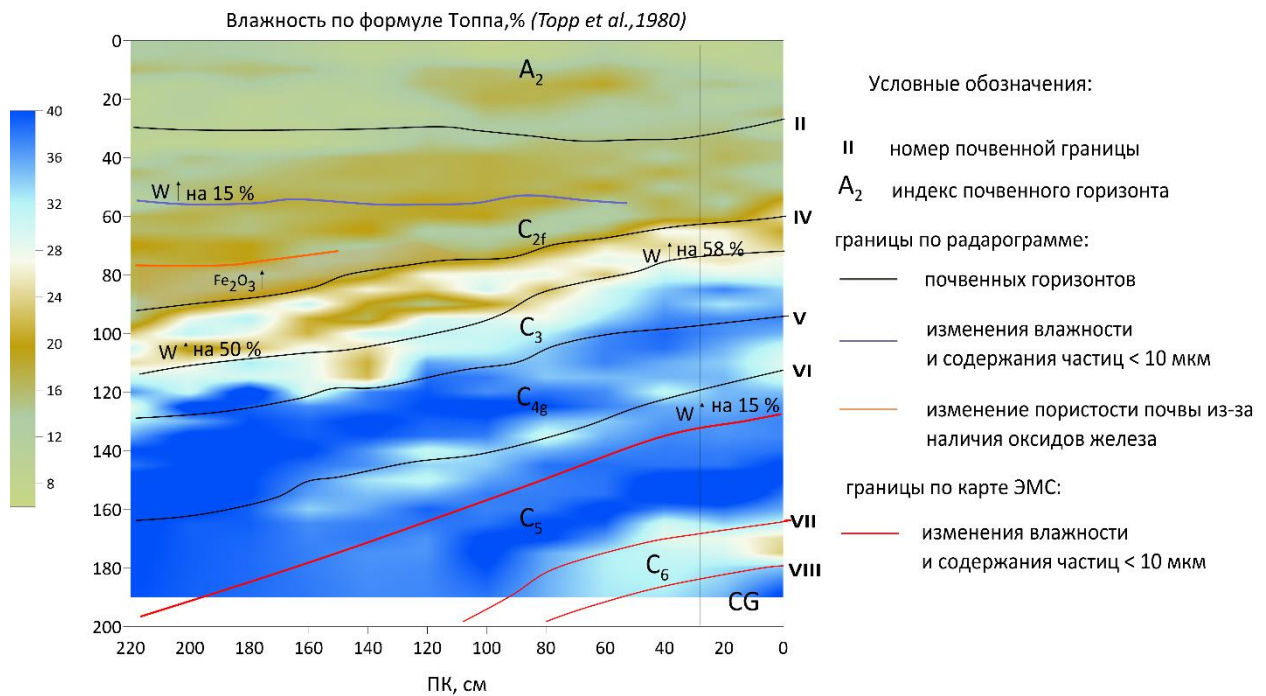


Рисунок 37. Карта объемной влажности, пересчитанной из значений измеренных значений ДП по формуле Топпа (Topp et al., 1980)

Выводы

Предложенные методические приемы позволили выявить «недиагностические» отражения, однозначно выполнить привязку осей синфазности отраженных волн к почвенным горизонтам с максимальной погрешностью 7 см, что является допустимым в почвенных исследованиях. Однако, не были привязаны и идентифицированы подошва почвенно-растительного слоя, и почвенные границы на глубинах 1.6 - 2 м с проводимостью 3.6 мСм, что практически в 2 раза превышает среднее значение проводимости по разрезу. Таким образом, методика не позволяет обнаружить границы в ближней зоне георадара и при наличии поглощающих свойств отложений.

5.2 Интерпретация георадарных данных в геоархеологических исследованиях

Цель геоархеологических исследований состоит в помещении в стратиграфический контекст археологических находок. От метода георадиолокации в таких исследованиях требуется корреляция границ культурных слоев или литологических, необходимых для реконструкции древнего ландшафта. Как было сказано в Главе 1, актуальным направлением развития метода георадиолокации является разработка способов снижения неоднозначности интерпретации за счет разделения «полезных» отражений от фиктивных, которые образуются, например, вследствие интерференции в тонких слоях, артефактов обработки, ошибок интерполяции (при построении амплитудных срезов), что часто встречается при решении задач геоархеологии. Важность совершенствования процедуры интерпретации также связана с ограниченными возможностями бурения в пределах археологических объектов, поэтому необходимо получить как можно больше точной информации о строении осадочной толщи с минимальным разрушающим воздействием на нее.

В рамках предлагаемого геоархеологического исследования в ходе интерпретации георадарных данных были обнаружены только интерференционные отражения, которые затрудняли привязку и корреляцию выделенных по скважине границ из-за многофазного георадарного отражения.

5.2.1 Описание объекта исследования и постановка задачи

Георадарные исследования проводились в комплексе с геоморфологическими и археологическими вблизи верхнепалеолитической стоянки Быки (Курская обл.). Ключевым вопросом были возможные причины выбора этого места обитания позднепалеолитического человека. Комплекс стоянок Быки является одним из важнейших полигонов для изучения вопроса об использовании древними людьми особенностей локального ландшафта (Ахметгалеева, 2019). Общим для всех стоянок Быки является расположение на ограниченном участке высокой древней террасы реки Сейм. Во время периодических приходов групп людей на одно и то же место должен был существовать палеоландшафт, обеспечивающий приток животных. Поэтому для цели реконструкции древнего ландшафта были проведены площадные георадарная и магнитная съемки. По итогам интерпретации геофизических данных было выбрано место для проведения раскопок (Bricheva et. al., 2024).

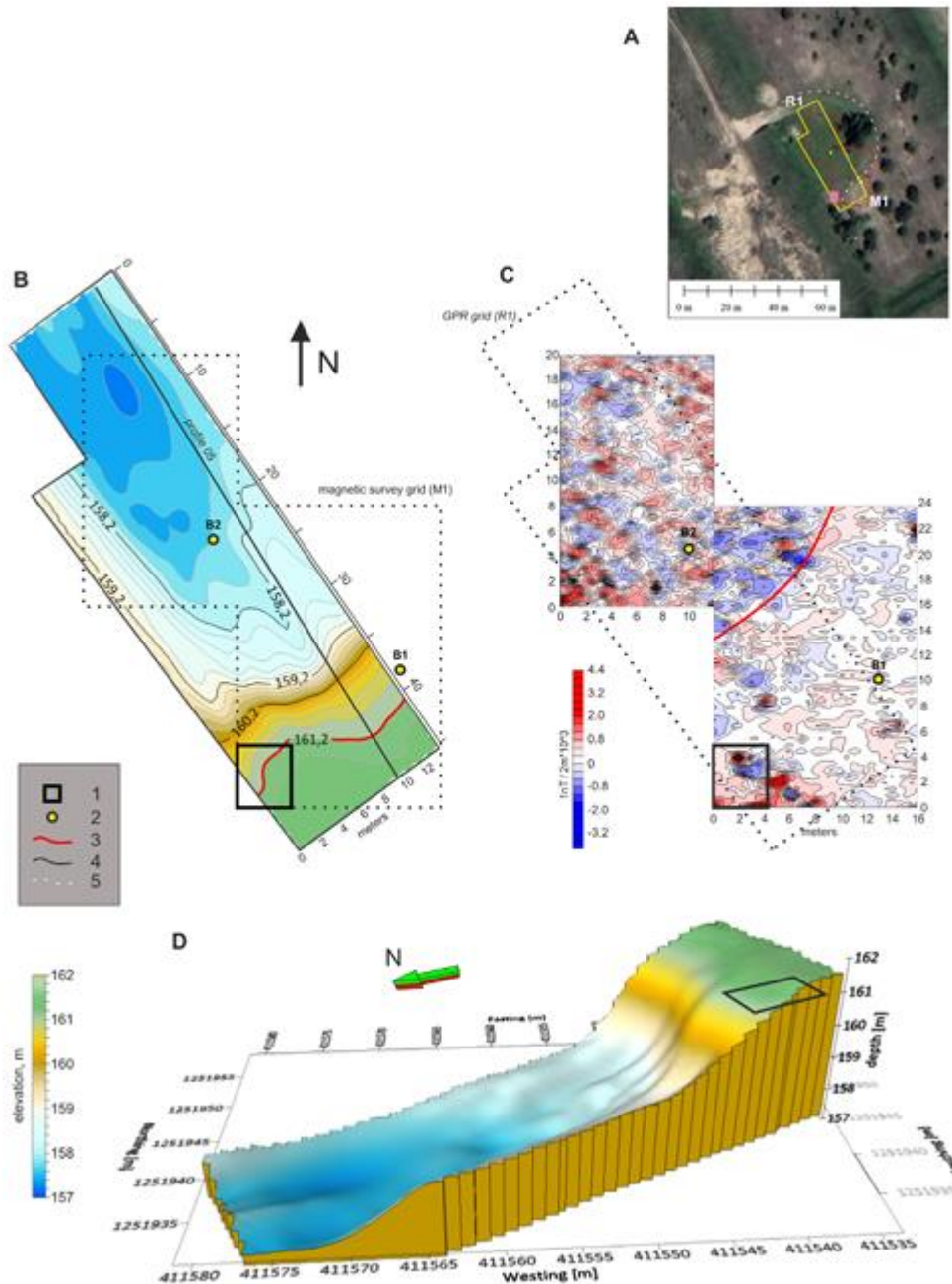


Рисунок 38. Результаты исследований территории рядом с археологической стоянкой Быки-2 (Bricheva et. al., 2024). А – аэрофотоснимок с наложенными контурами предполагаемой термокарстовой впадины (5). В- карта глубины залегания границы, построенной по данным площадной георадарной съемки с указанием контура раскопа (1), магнитной съемки (4) и скважин (2). С – карта магнитных аномалий с выделенной аномальной зоной (3). D – поверхность погребенного склона древней термокарстовой западины.

По полученным с радарограммы значениям глубин до отражающей границы была построена трехмерная модель западины (рис. 38, D). По карте магнитных аномалий и аэрофотоснимку на поверхности была оконтурена округлая область (рис.38, А, С), в центральной части которой по данным георадиолокации наблюдалась высокоамплитудная наклонная,

погружающаяся до глубины 2 м оси синфазности. Комплексный анализ позволил предположить существование в верхнем палеолите озера вблизи стоянки, объяснив причину поселения древнего человека именно в этом месте. Детальное изучение внутреннего строения этой зоны позволит подтвердить или опровергнуть выдвинутую гипотезу. Поэтому были проведены георадарные исследования по профилю, проходящему через оконтуренную зону, а также пробурена скважина В1 на ее окраине, предполагаемому погребенному склону древней термокарстовой ложбины. (рис.39, б). На основе этих данных был опробован предлагаемый подход к интерпретации.

В качестве априорной геологической информации о разрезе используется составленная по полевому описанию керна скважины, проведенному специалистами-геоморфологами, литологическая колонка (рис.5.15, а). Разрез сложен мелкозернистым песком, границы в котором проводились исключительно по цвету, на глубине 88 см был обнаружен тонкий прослой супеси мощностью 12 см.

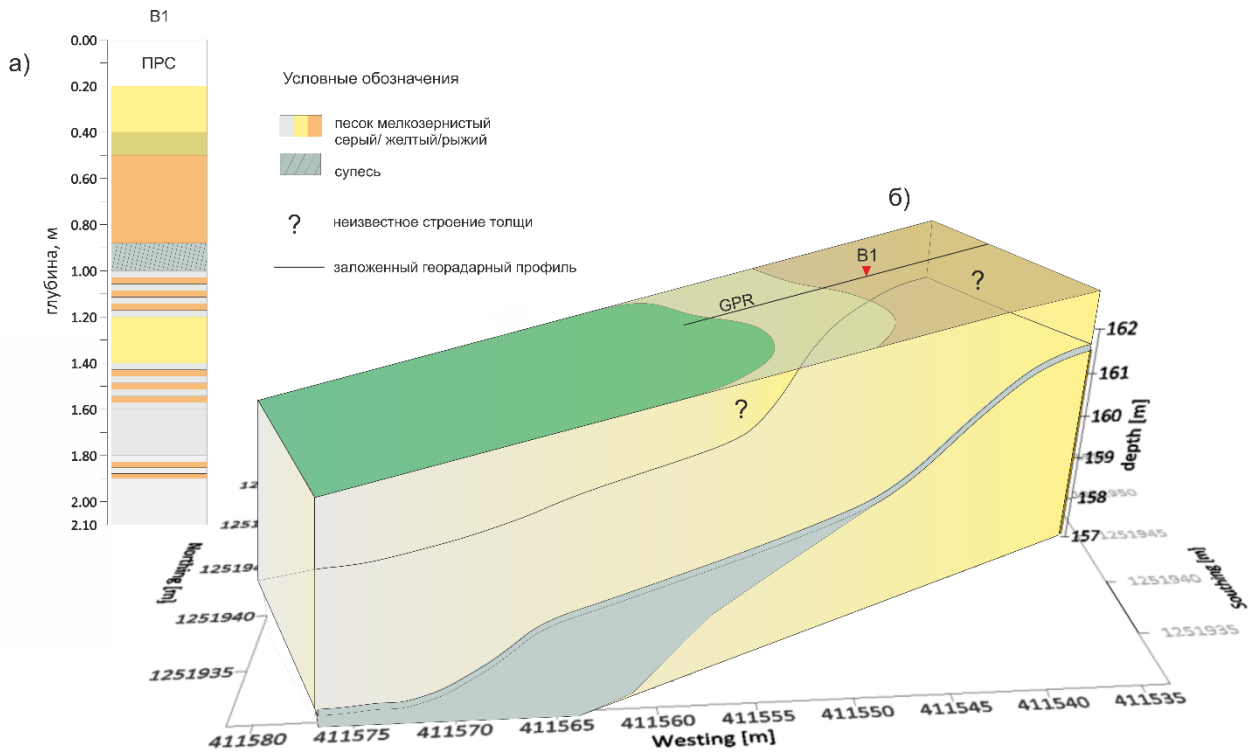


Рисунок 39. Сведения о строении толщ вблизи стоянки Быки-2 а) литологическая колонка б) трехмерное представление борта термокарстовой западины по результатам площадной георадарной съемки с указанием места бурения и профиля для апробации методики

Постановка задачи

Специалистами - археологами и геоморфологами была поставлена **задача**: провести вдоль линии георадарного профиля, проходящего через древнюю термокарстовую ложбину стратификацию толщи. Для решения данной задачи автором был применен набор методических приемов, описанных в Главе 4, для случая наличия на объекте исследования только скважины.

5.2.2 Георадиолокационное профилирование и качественная интерпретация данных

Георадарные исследования были проведены по профилю длиной 6 метров, проходящего через оконтуренную зону и скважину В1 (рис.39, б). Использовался георадар ОКО с центральной частотой 400 МГц. Обработка георадарных данных заключалась в корректировке длины профиля, линейном усилении амплитуд и переводе в глубинный масштаб, используя значение ДП=3.5, исходя из измеренных электромагнитных параметров на образцах из скважины. Разрешающая способность метода для данных условий была оценена в пределах 15 – 18 см. При расчете использовались максимальное значение ДП=3.5 и минимальное, характерное для сухого кварцевого песка, 2.5 и частота 210 МГц, определенная по амплитудному спектру прямой волны с полевых данных.

Качественное сопоставление радарограммы и скважины

В задачи исследования входит повышение информативности интерпретации георадарных данных, поэтому будет продемонстрирована неоднозначность интерпретации, возникающая при стандартном сопоставлении скважинных и геофизических данных (рис.40).

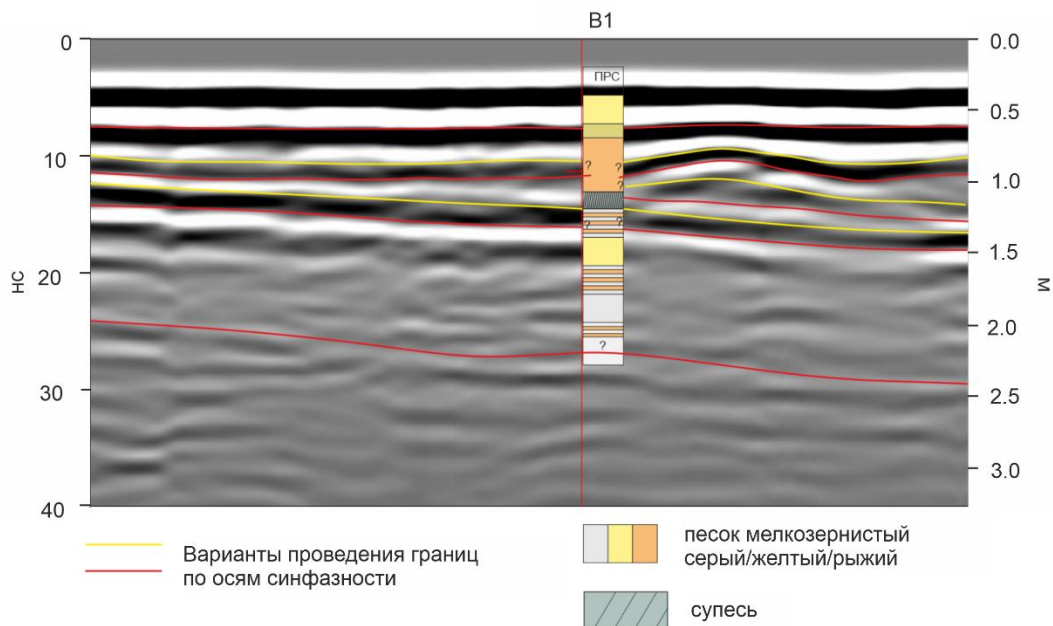


Рисунок 40. Качественная интерпретация георадарных данных путем сопоставления с литологической колонкой

Рассмотрим несколько способов проведения границ по осям синфазности и их привязки к скважинным данным. Можно выделять оси через каждые три наблюдаемые фазы, исходя из предположения о трехфазовом зондирующем импульсе Риккера (красные линии). Как видно на рис.40 эти границы на глубинах 0.5-1 м проходят через однородную толщу песка рыжего цвета. Это означает, что в песке существуют контрасты электромагнитных свойств, которые могут быть связаны с такими петрофизическими параметрами как влажность и плотность отложений, упаковка зерен, отследить изменение которых невозможно без дополнительных анализов. Вторым способом является сопоставление высокоамплитудных осей синфазности с границами изменения литологии в скважине (желтые линии). Однако в изучаемом разрезе таких границ нет, как было отмечено выше, он представляет собой песчаную толщу с тонким прослоем супеси. В таком случае возникает вопрос: чем обусловлены «яркие» отражения в разрезе, если не происходит резкого изменения литологии в разрезе? Использование подхода радарной стратиграфии также оказывается безуспешным, так как на радарограмме не наблюдается угловых несогласий, а параллельные нельзя идентифицировать без дополнительных измерений. Таким образом, использование какого-либо способа приводит к неоднозначной интерпретации: неточная и необоснованная привязка осей синфазности к границам по скважине, и как следствие, некорректная корреляция горизонтов по длине профиля. Одним из решений, преодолевающих неоднозначность, является получение дополнительных количественных сведений об отложениях, что является одним из методических приемов в работе.

5.2.3 Отбор образцов и лабораторные измерения свойств

Место заложения скважины было выбрано по результатам площадных геофизических исследований на краю оконтуренной зоны для того, чтобы отследить по отложениям переход от «берега» к «днищу» термокарстовой ложбины. После проведения георадарного профиля через скважину, были отобраны образцы на лабораторные исследования. Шаг отбора выбирался из условия, что образец должен находиться в пределах одного слоя, однородного литологически, либо по цвету, как было в случае данного исследования. В результате были собраны 10 образцов с шагом 20 см, 9 из них отобраны из песчаных слоев, а 1 из прослоя супеси.

Для каждого образца, в соответствии с методикой, были проведены измерения петрофизических и электромагнитных параметров. Методика измерения весовой влажности и гран. состава аналогична описанной в п.4.3. Измерения ДП и проводимости проводились лабораторным методом с помощью коаксиальной ячейки. На рис.41 результаты всех лабораторных измерений и сопоставлены с литологической колонкой. Диаграмма гранулометрического состава по Качинскому Н.А. доказывает литологическую однородность разреза: все породы определены как песок рыхлый, а тонкий прослой отвечает супеси.

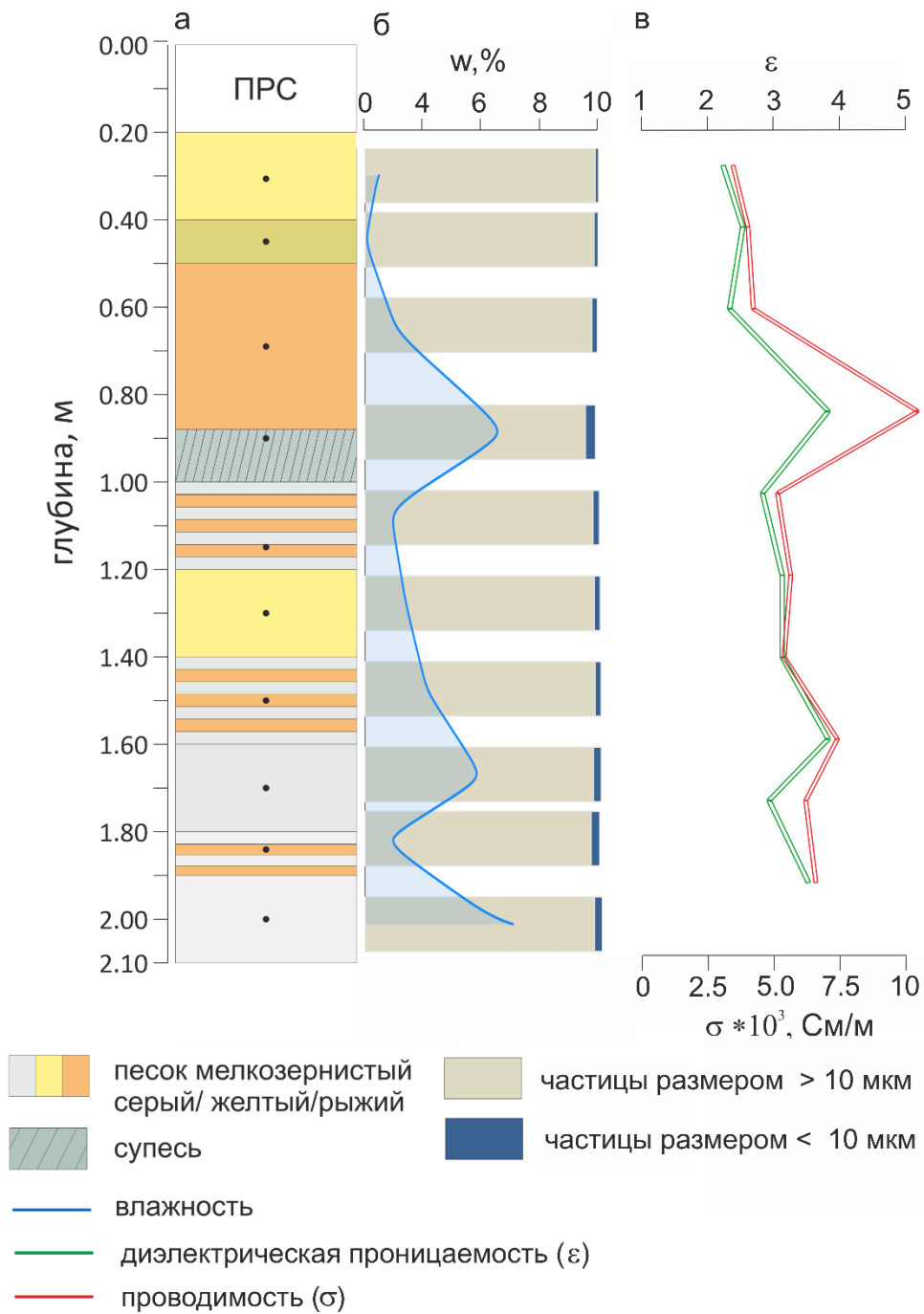


Рисунок 41. Литологическая колонка (а) и результаты лабораторных измерений: б) гранулометрический состав и влажность в) ДП и проводимость

Весовая влажность изменяется от 2 до 7%, ДП от 2.5 до 3.9, проводимость от 5-10 мСм/м. Стоит отметить, что влажность по разрезу скважины имеет низкие значения, если сравнивать со средними показаниями (п.2.2.2), а в верхней части до 60 см песок можно считать практически сухим. Показания ДП также низкие отвечают сухому или увлажненному песку, проводимость также очень низкая, <10 мСм/м, не способная вызвать заметных изменений в скорости распространения электромагнитных волн (п.2.3.4).

Таким образом, как петрофизические, так и электромагнитные свойства изучаемого разреза слабоизменчивы, поэтому для более точной идентификации отражений и их привязки необходимо построение электрофизической модели и выполнение моделирования, что будет рассмотрено ниже.

5.2.4 Построение электрофизической модели. Лучевое моделирование

Построение начальной «скважинной модели»

Первым шагом для проведения интерпретации является построение начальной модели на основе измеренных значений ДП на образцах скважины, поэтому ее можно называть скважинной. Начальная модель строится для описания изменения электромагнитных свойств разреза в месте расположения скважины. Порядок построения модели, следующий: измеренное значение ДП присваивается всему слою, из которого был отобран образец, если значения проницаемости у соседних слоев близки (разница 0.1-0.2), то они объединяются. Так, были объединены слои 7 и 8 колонки в один слой 7 на модели, так как у них были одинаковые значения ДП и проводимости. Поэтому начальная модель, построенная для описания изменения электромагнитных свойств разреза в месте расположения скважины, подобна литологической колонке (рис.42, а, б). $|K_{отр}|$ изменяется от 0.02 до 0.36.

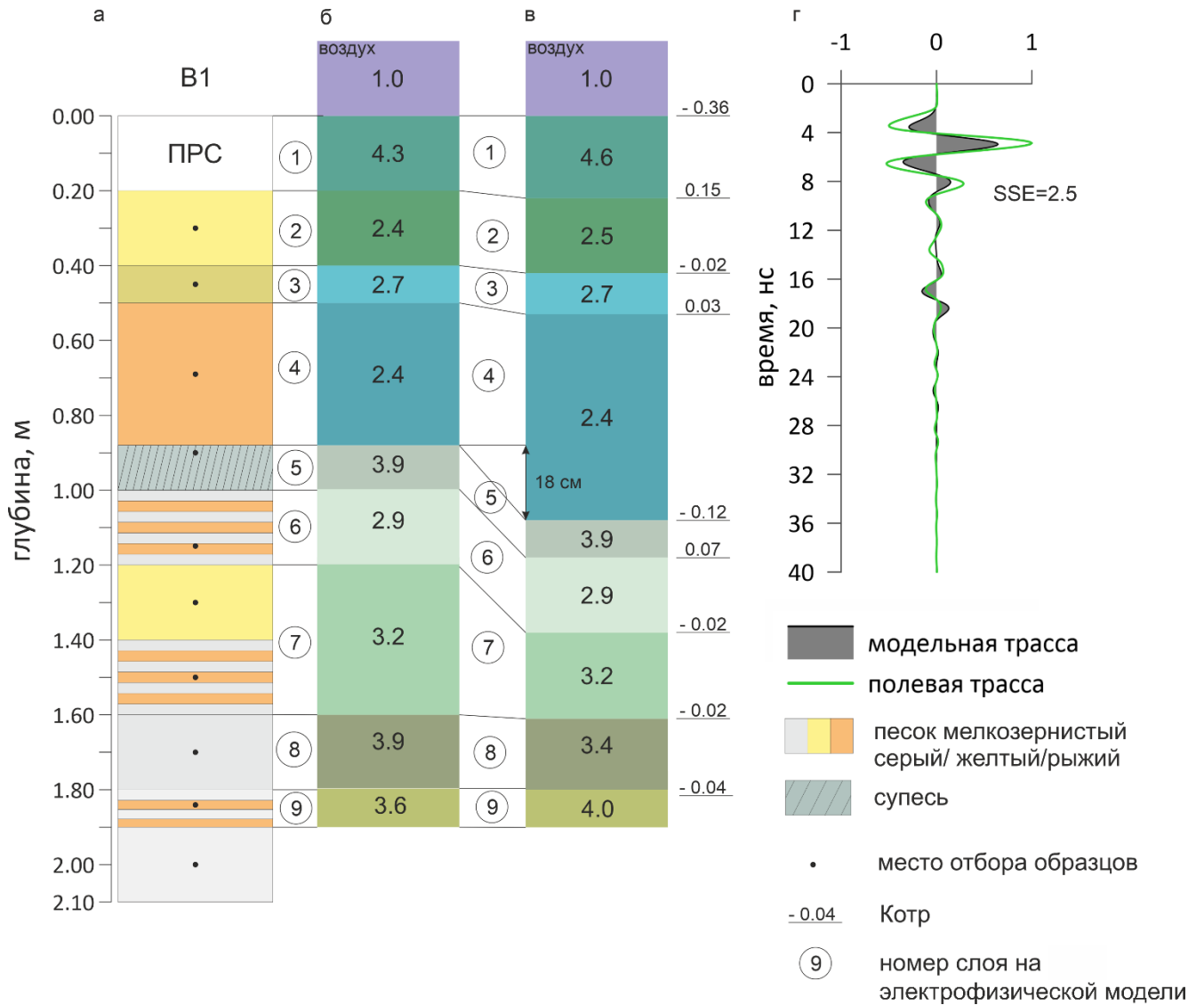


Рисунок 42. Построение и коррекция скважинной электрофизической модели а) литологическая колонка с указанием точек отбора образцов б) начальная скважинная модель в) модель после корректировки г) сопоставленные модельная и полевая трассы с указанием суммы квадратов отклонений между ними (SSE)

Лучевое моделирование. Коррекция начальной модели

По формулам из п.4.5 была рассчитана модельная трасса по начальной модели. В качестве зондирующего импульса был выбран импульс Риккера с частотой 210 МГц. В ходе сопоставления модельной трассы с полевой, взятой из радарограммы в месте положения скв. В1, были обнаружены несоответствия по амплитудам и временам осей синфазности отраженных волн. Это означает, что начальная модель требует коррекции мощностей слоев или ДП. Было принято решение изменять только величину мощностей слоев и значение ДП во втором знаке для первого почвенно-растительного слоя (ПРС), 8 и 9 слоев. Такой выбор обусловлен двумя причинами:

1. Измеренное на выбранном из определенного слоя образце значение ДП присваивалось всему этому слою, кровля и подошва которого были проведены исключительно по цвету. Как было показано в Главе 2, среди всех петрофизических параметров, влияющих на величину ДП, определяющее оказывает влажность, поэтому использование «цветовых» границ в модели условное и может подвергаться изменению, но в пределах разрешающей способности георадара.
2. Измеренные значения весовой влажности отвечают почти сухому песку, а полученные измерения ДП также согласуются с литературными данными для песка с низкой влажностью, которые могут изменяться в узких пределах от 2.5 до 5 (п.2.3.3). Это говорит о том, что величину ДП можно менять, но незначительно, чтобы не противоречить действительности.

Таким образом, мощности слоев в модели корректировались до тех пор, пока не наблюдалось максимального сходства с полевой трассой при фиксированных значениях ДП (рис.42, г). В качестве критерия степени близости модельных и полевых данных использовался параметр SSE (см.п.4.5). При этом максимальный сдвиг по мощности, обеспечивающий минимум SSE ограничен величиной разрешающей способности георадара для данных условий. Поэтому в данном случае минимальное SSE составило 2.4 при максимальном сдвиге границ относительно начальной модели в 18 см, что является верхней границей разрешения георадара. В результате слои 1, 2, 3, 8 и 9 на электрофизической модели остались без изменения, кровли 5, 6 и 7 слоев сдвинулись на 18 см.

5.2.5 Привязка отражений к границам модели

Как видно на (рис. 42, г) отраженные сигналы (импульсы) накладываются, интерферируют и поэтому трудно выполнить привязку к кровле или подошве слоя на электрофизической модели. Снизить неоднозначность поможет рассмотрение импульсов отраженных волн от отдельных границ слоев в модели. Для этого по формулам из п.4.5 выполняется расчет модельных трасс от каждой границы скорректированной модели с сохранением контраста электромагнитных свойств и глубин залегания. На рис. 43 для удобства анализа с полевой и модельной трасс была удалена фаза прямой воздушной волны.

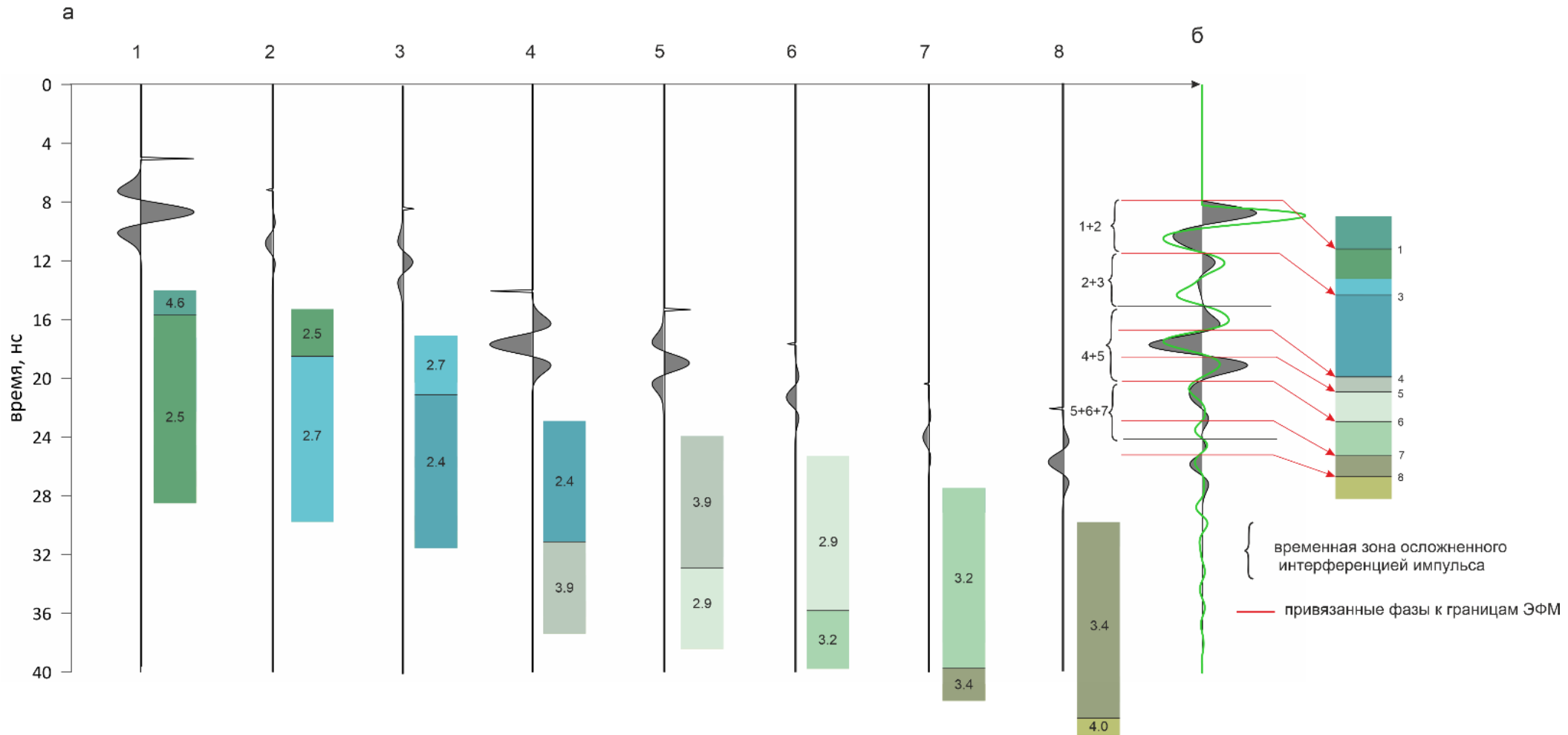


Рисунок 43. Привязка отдельных фаз отраженных импульсов к границами электрофизической модели а) Синтетические импульсы, отраженные от отдельных границ модели б) Полевая и модельная трассы с указанием соответствующих фрагментов импульсов

Разберем более подробно все волновые формы, наблюдаемые на модельной и полевой трассах:

Практически все отраженные сигналы интерферируют между собой, однако, в «суммарном» импульсе можно различить их отдельные части и потому выполнить привязку к той границе, которой они изначально соответствуют. Так, отражения от границ 1 и 2 формируют единый импульс, обозначенный как «1+2» в интервале времен 8 – 12 нс. Положительная высокоамплитудная фаза (8-10 нс) в суммарном импульсе определенно связана с границей 1, так как у нее наибольший по модулю $K_{отр}$ (рис.43, а, трасса 1), а отрицательная малоамплитудная фаза (10-12 нс) (рис.43, а, трасса 2) от границы 2 «накладывается» на отрицательную фазу импульса от границы 1 и увеличивает ее амплитуду, нарушая таким образом его симметричность. Асимметрия импульса видна как на полевой, так и на модельной трассах. Далее в интервале 12-16 нс на трассах наблюдается суммарный импульс «2+3», состоящий из фаз отраженного импульса от границ 2 и 3. При этом на временах 12-13 нс положительная фаза является частью отраженного импульса от границы 3, так как на ней $K_{отр} > 0$, а отрицательная фаза суммарного импульса в интервале 13-15 нс «складывается» из отрицательных фаз отражений от 2 и 3 границ, однако, на полевой трассе ее амплитуда больше. Таким образом, положительную фазу (на 12-13 нс) можно привязать к границе 3 электрофизической модели. От 16 до 21 нс наблюдаются фазы суммарного импульса «4+5» от интерференции отраженных импульсов от границ 4 и 5. В этом импульсе явно нарушена симметрия за счет высокоамплитудных отрицательной фазы от границы 4 с $K_{отр} < 0$ и положительной фазы от границы 5 с $K_{отр} > 0$. Таким образом, две эти фазы можно привязать соответственно к границам 4 и 5 (рис.43, б). В интервале 21-25 нс «складываются» отраженные импульсы от 5, 6 и 7 границ, формируя форму «5+6+7» (рис.43, б). Часть отрицательной фазы от границы 5 накладывается на отрицательный импульс от границы 6, формируя фазу того же знака в интервале от 21 до 22 нс, но большей амплитуды (рис.43, а). Поэтому именно эту фазу можно привязать к границе 6. Ниже на временах 24-25 нс расположена отрицательная малоамплитудная фаза от границы 7, ее почти не видно на модельной трассе, однако, на этих же временах она лучше проявляется на полевой трассе, поэтому эта фаза импульса привязывается к границе 7. От 25-27 нс на модельной и на полевой трассах наблюдается отрицательный импульс от границы 8 без интерференции с другими сигналами, поэтому его фаза привязывается к границе 8.

Таким образом, части осложнённых интерференцией отраженных импульсов на полевой трассе были привязаны к границам электрофизической модели, используя процедуру лучевого моделирования.

5.2.6 Распространение электрофизической модели на длину профиля

Следующим этапом является построение модели по всей длине профиля для полноволнового моделирования радарограммы в программе grgMax. Для того, чтоб составить такую модель необходима информация о привязке наблюдаемых на полевой трассе к границам ЭФМ, что было получено в п.5.2.5.

Процедура построения для данного объекта, следующая:

1. Совмещаем полевую радарограмму (во временном масштабе) с модельной и полевой трассами в точке скважины, после чего привязываем фазы отражений к границам модели (рис.44, а). Выделенные фазы коррелируем по всему профилю (красные линии), демонстрируя пространственное положение этих границ.
2. Отмеченные границы на этапе 1 сдвигаются таким образом, чтобы соответствовать привязанным к ним границам на модели для правильного их распределения по глубинам (рис.44, б). Последние две границы, выделенные на полевой радарограмме не учитываются, так как их нельзя проследить до конца профиля. Ось синфазности на временах 25-30 нс (глубже забоя скважины), была интерпретирована как отражение от предполагаемой подошвы последнего слоя и учтена при построении модели.
3. Выделенные границы послужили основой для заливки слоев цветом в соответствии со значением ДП. Таким образом, была построена цветовая электрофизическая модель вертикальный масштаб которой соответствует глубине скважины (рис.44, в). В модели была введена проводимость, одинаковая для каждого слоя 0.001 См/м. Это связано с тем, что для проводимости нет георадарного плато, поэтому существует неопределенность в выборе конкретного значения при многочастотных измерениях, а минимальным для каждого слоя являлось значение 0.001 См/м при частоте 10 МГц.

Параметры полноволнового моделирования

На вход полноволнового моделирования подается модель, отображающая геометрию слоев и их электромагнитные свойства с помощью разных цветов. В качестве зондирующего импульса был выбран импульс Риккера с частотой 210 МГц (как и при лучевом), расстояние между источником и приемником составляло 40 см. Размеры расчетной области составляют 6 м (длина полевой радарограммы) и 2.1 м (глубина скважины). Время моделирования 40 нс.

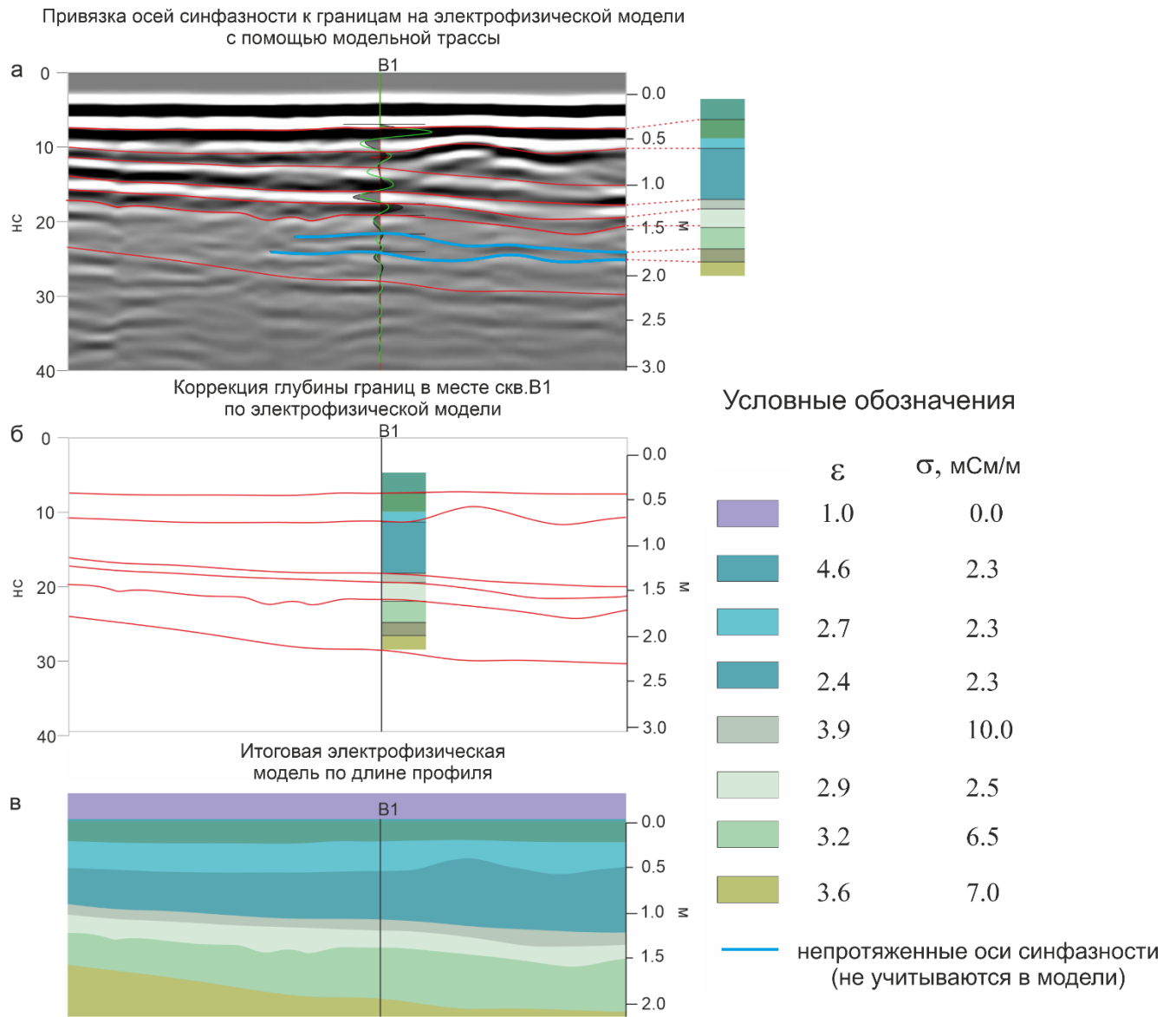


Рисунок 44. Процедура построения электрофизической модели по длине профиля а) Проведение границ по осям синфазности на полевой радарограмме, привязанным с помощью модельной трассы к границам модели б) Смещение проведенных по осям синфазности границ на глубины изменения электромагнитных свойств в модели в) Итоговая глубинная электрофизическая модель

5.1.7 Сопоставление синтетической и полевой радарограмм. Идентификация причин и привязка отражений

В данном разделе описывается заключительный этап подхода интерпретации, заключающийся в совместном анализе петрофизической информации, результатов моделирования и изменении свойств, необходимых для конечной геологической интерпретации.

Сопоставление модельных и полевых данных

Сравнение полевой и расчетной радарограмм необходимо для того, чтобы понять, насколько построенная электрофизическая модель отвечает действительности (рис.45). Поэтому на модельную радарограмму были нанесены границы, проведенные по осям синфазности с полевой радарограммы с сохранением их положения во времени, а также отдельно сопоставлены их трассы после нормирования на максимальную амплитуду.

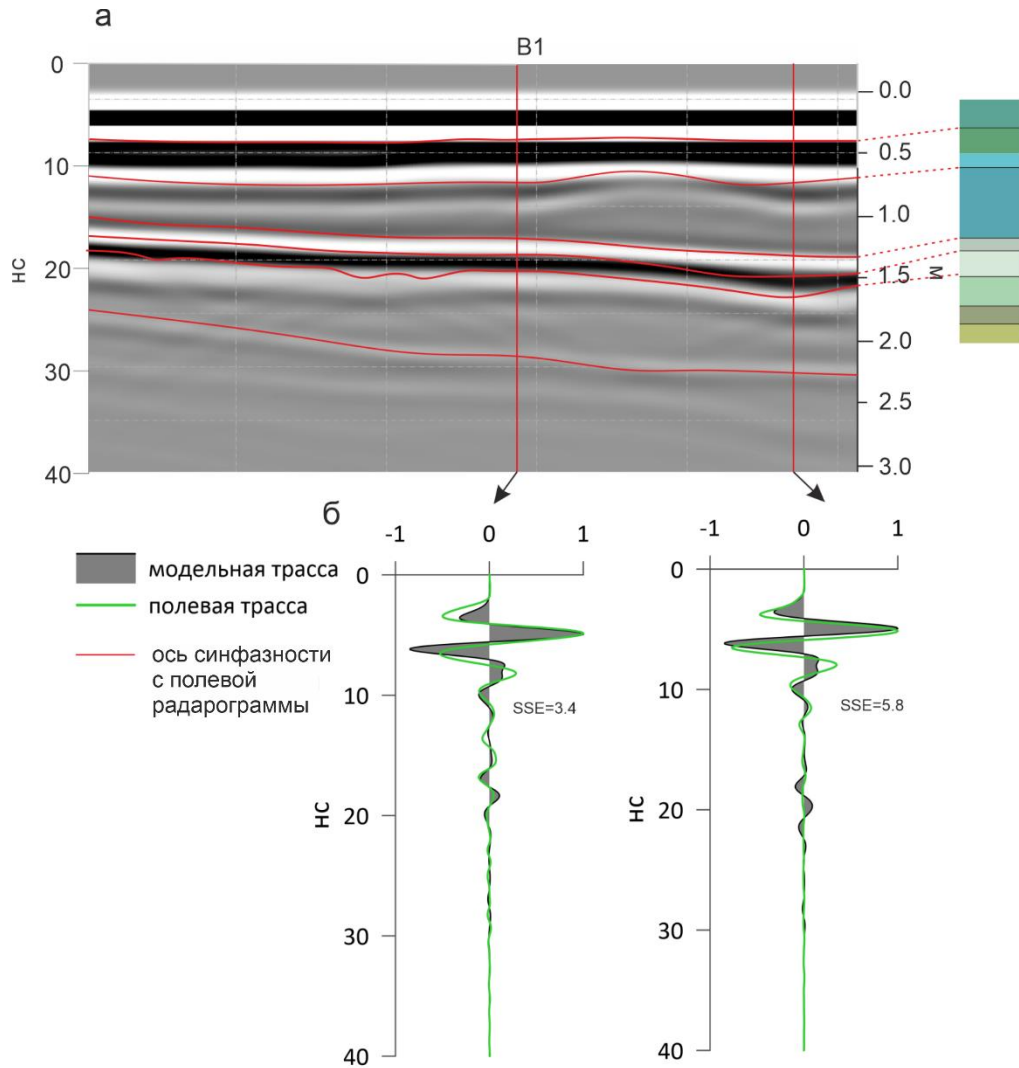


Рисунок 45 Сравнение модельных данных с полевыми трассами и привязка осей синфазности к границам на модели а) синтетическая радарограмма с наложенными границами по полевой радарограмме б) сопоставление отдельных синтетической и полевой трасс

Как видно, границы проходят по тем же осям синфазности, что и на полевой радарограмме, они имеют подобную форму. На сопоставлении отдельных трасс видно, что амплитуды практически одинаковые за счет учета проводимости в моделировании. Однако, наблюдается незначительный сдвиг в 0.2-0.5 нс на отдельных фазах. Величина SSE 1.8 для трасс из места, где была скважина (63 трасса по номеру) и 2.4 (128 трассы по номеру). Автором было принято решение считать данные значения критериев достаточными для описания степени

близости модельных и полевых данных и потому использовать электрофизическую модель для проведения заключительного этапа интерпретации. Опорными границами при интерпретации считаются подошва 1 слоя и кровля 5 слоя, так как на них высокие по модулю значения $K_{отр}$, а на модельных и полевых данных им отвечают наибольшие амплитуды осей синфазности отраженных волн.

Идентификация причин отражений и их геологическая привязка

Задача состояла в корреляции выделенных в скважине горизонтов. Несмотря на то, что разрез по гранулометрическому составу является однородным песчаным, за исключением прослоя супеси, и границы в нем выделены только по смене цвета, который не участвует в формировании контрастов электромагнитных свойств, результат интерпретации должен соответствовать данным скважины как максимально достоверным.

Поэтому границы на скорректированной скважинной модели необходимо привязать к границам по скважине. Кровля и подошва в 1, 2, 3, 8 и 9 слоях электрофизической модели отвечают соответствующим в скважине, поэтому они считаются привязанными. Мощность 4 слоя была увеличена на 18 см и на столько же сокращена мощность 7 слоя, поэтому на это значение были сдвинуты кровли 5, 6 и 7 слоев, мощности 5 и 6 слоев были сохранены.

Соответствия границ слоев в литологической колонке и на электрофизической модели представлены на рис.46.

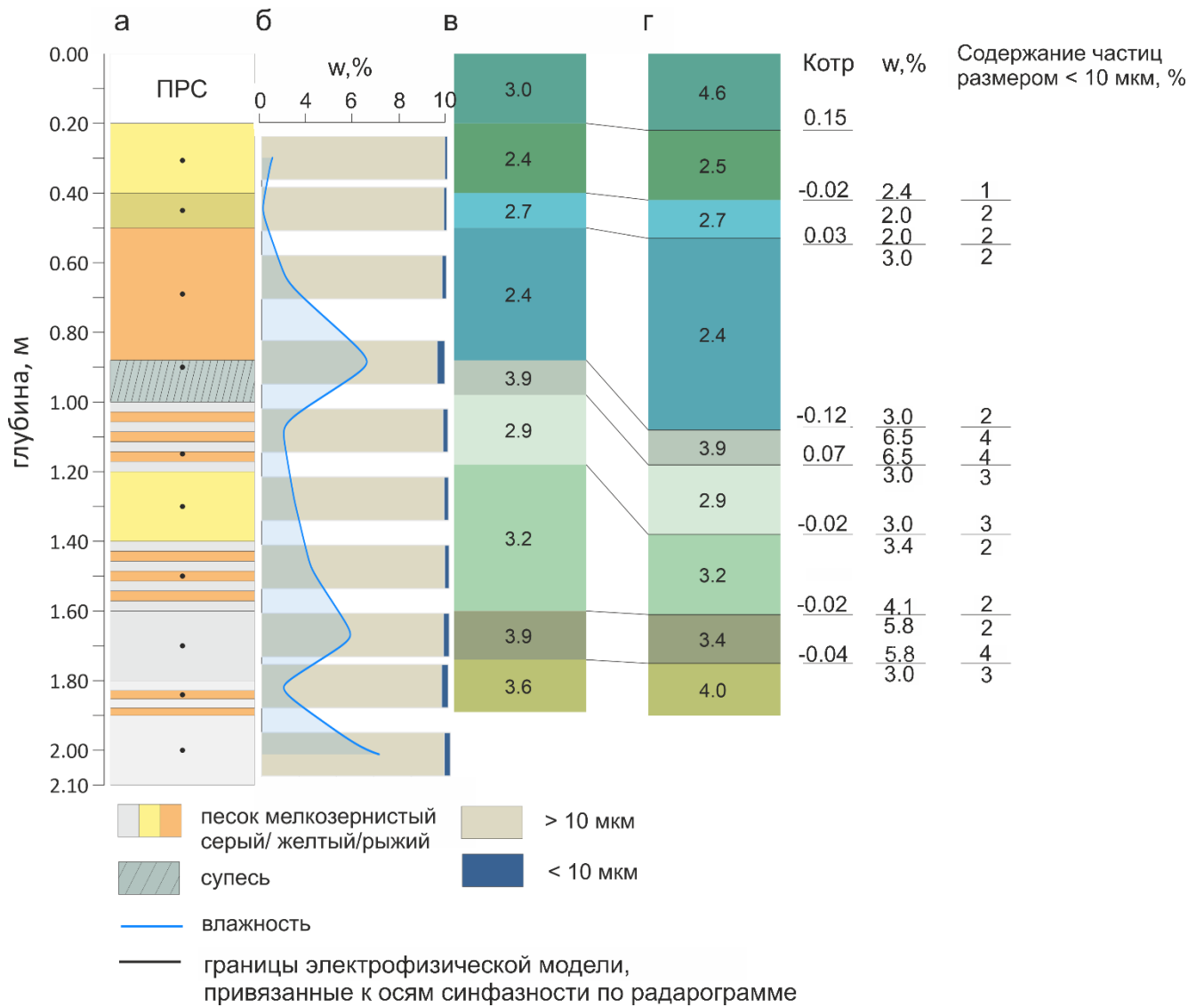


Рисунок 46. Сопоставление петрофизической информации о разрезе и электрофизической модели а) Литологическая колонка б) Диаграмма гранулометрического состава и график влажности в) скважинная модель г) скорректированная скважинная модель

Важным для уточнения интерпретации является установление петрофизической причины образования контрастов электромагнитных свойств в разрезе для идентификации нестратиграфических отражений. Это было реализовано в почвенных детальных исследованиях, но в данном случае из-за редкого шага отбора образцов невозможно определить наличие контрастов свойств в пределах одного слоя, однородного по цвету. Поэтому в данном случае можно описать только изменение влажности и гранулометрического состава на границах электрофизической модели, которые были привязаны к границам в скважине. На подошве 2 и 3 слоев модели не происходит значительного изменения влажности (на 0.4 и 1 % соответственно), также нет изменений в содержании физической глины. Помимо этого, наблюдается отсутствие зависимости ДП от влажности в этих слоях. Это говорит о том, что основным фактором,

влияющим на величину ДП является гранулометрический состав. Далее с глубиной зависимость значений ДП от влажности на границах становится прямой. Наибольшие Котр по модулю (0.15 и 0.12) отвечают единственным двум местам в разрезе, где происходит изменение литологического типа: с почвенно-растительного слоя на песок и с песка на супесь соответственно.

Можно заключить, что распределение контрастов электромагнитных свойств в разрезе сопряжено с изменением влажности, за исключением верхних 60 см, где предполагается, что величина ДП определяется гранулометрическим составом, так как песок сухой.

5.1.8 Результат интерпретации радарограммы. Проверка точности результатов

На рис.47 представлен итоговый результат интерпретации, границы и слои в разрезе привязаны к скважинным данным. Нанесены были также границы с радарограммы, которые не прослеживались до конца профиля, поэтому было принято решение отобразить их в виде линзы серого песка.

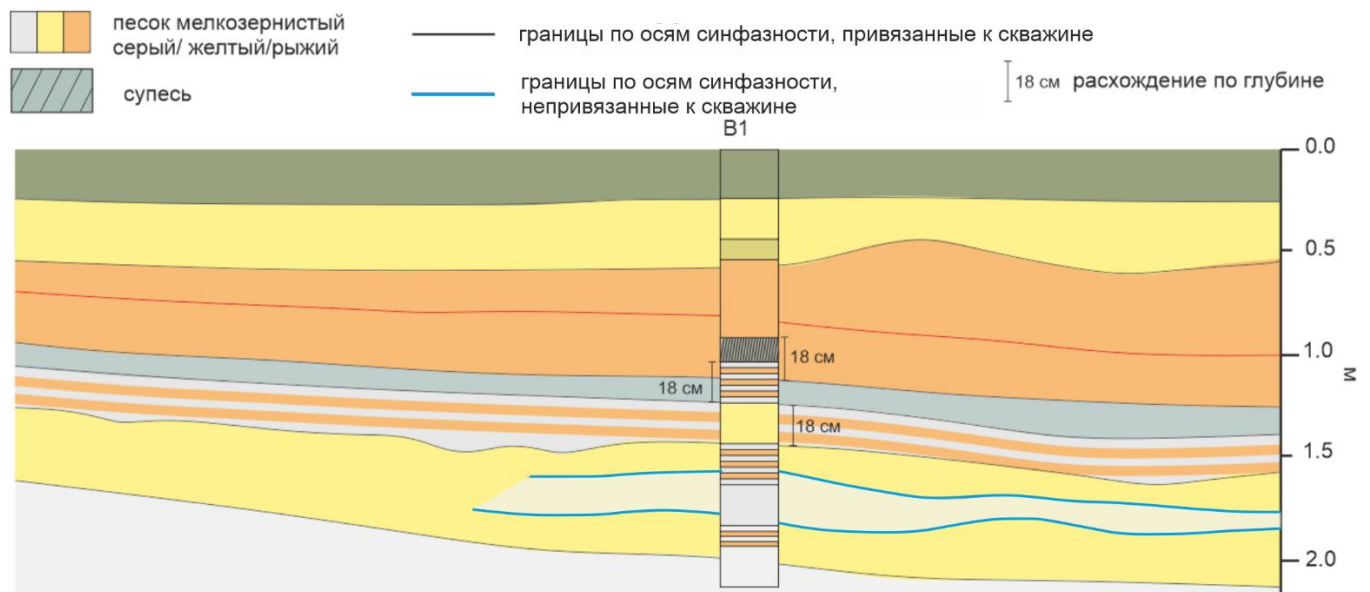


Рисунок 47. Итоговый результат интерпретации с максимальным отклонением от границ, выделенных по скважине 18 см

Выводы

На данном объекте основной причиной образования отражений электромагнитных волн являются вариации влажности, происходящие в однородном песчаном разрезе, слоистость в котором связана только с цветом. Иначе говоря, все наблюдаемые георадарные отражения являются нестратиграфическими. В верхней части, где влажность изменяется от 1 до 2 %, то есть отложения практически сухие, изменение электромагнитных свойств можно объяснить разной

степенью уплотнения минеральных зерен и гранулометрическим составом. Наиболее контрастное отражение на полевой радарограмме (-0.12) приурочено к тонкому прослою супеси, который можно считать опорным. Результат интерпретации при сравнении со скважинными данным показал расхождение с опорным горизонтом 18 см, что попадает в пределы разрешающей способности георадара при частоте 210 МГц. Также применение методических приемов позволило однозначно привязать ось синфазности к границам в скважине. Одно георадарное отражение от 0.5 до 1 м не удалось привязать к границам в скважине, так как образцы были отобраны с недостаточной детальностью – 1 образец на слой, однородный по цвету. По этой причине не удалось зафиксировать изменения электромагнитных свойств в его пределах.

Заключение

Несовпадение количества георадарных отражений с границами, зафиксированными в точке независимого наблюдения, является критической проблемой при выполнении межскважинной корреляции с помощью метода георадиолокации в задачах, требующих высокой детальности. Причинами являются нестратиграфические отражения, явления интерференции, а также способ разделения разреза у разных специалистов (археологов, почвоведов и т. д.). Используя измерения электромагнитных свойств и моделирование можно подтвердить или опровергнуть наличие на любых границах отражений электромагнитных волн и таким образом провести однозначную привязку георадарных отражений (**защищаемые положения № 2, 3**).

Одним из элементов методики является выбор метода измерения электромагнитных свойств. Оценка сходимости полевых и лабораторных методов измерения необходима для обоснования их взаимозаменяемости, особенно для чистых песков и глин, где наблюдаются максимальные расхождения.

Важной частью методики интерпретации являются любые базы данных со сведениями о ДП изучаемых отложений и способ построения калибровочных зависимостей, позволяющий выполнять корректный пересчет измеренных лабораторным методом значений ДП в любой петрофизический параметр (как правило, влажности) (**защищаемое положение №1**). Разработанные инструменты расширяют область применения методики, делая ее более универсальной.

Рекомендации по дальнейшей разработке темы

В дальнейшем предполагается расширение методики для уточнения интерпретации георадарных данных, полученных в иных средах: эстуарии, районы распространения многолетнемёрзлых пород. Рекомендуется также продолжать пополнять базу данных значениями ДП для других типов отложений с привязкой к различным физическим параметрам: температура, пористость, влажность.

Благодарности

Автор искренне благодарит своих научных руководителей кандидата геолого-минералогических наук Бричеву Светлану Сергеевну и доктора физико-математических наук, профессора Владова Михаила Львовича за всестороннюю поддержку и помощь в выполнении работы на протяжении многих лет.

Автор признателен сотрудникам кафедры сейсмологии и геоакустики, в особенности кандидату геолого-минералогических наук Старовойтову Анатолию Васильевичу, кандидату технических наук Пятиловой Анне Михайловне, кандидату физико-математических наук Судаковой Марии Сергеевне за ценные наставления по работе. Автор выражает благодарность коллегам-географам Шилову Павлу Михайловичу, Матасову Виктору Михайловичу, Шашериной Лидии Всеволодовне, Лобачевой Дарье Максимовне, а также сотрудникам учебно-научной станции «Лесуново»: Мироненко Ии Владимировне, Федину Антону Викторовичу, коллеге-геофизику Степченкову Владимиру Сергеевичу за помощь в сборе полевого материала. Хочется поблагодарить Юдину Анну Викторовну (Почвенный институт имени В.В. Докучаева) за предоставленное оборудование для гранулометрического анализа.

Список литературы

1. Ахметгалева Н. Б. Стоянки позднего палеолита Быки в центре Русской равнины: культурная составляющая // *Camera praehistorica*. – 2019. – № 1. – С.18-35.
2. Бобров П. П., Беляева Т. А., Крошка Е. С., Родионова О. В. Определение влажности образцов почв диэлектрическим методом // *Почвоведение*. – 2019. – № 7. – С. 859-871.
3. Бобров П. П., Беляева Т. А., Крошка, Е. С., Родионова, О. В. Диэлектрические свойства частиц речного песка в зависимости от их размеров и наличия глинистых примесей // *Известия высших учебных заведений. Физика*. – 2023. – Т. 66. – № 8. – С. 91-100.
4. Беклемишев Д. В. Курс аналитической геометрии и линейной алгебры: учебник для вузов / Д. В. Беклемишев. – М.: ФИЗМАТЛИТ. – 2009. – 309 с.
5. Бричева С. С., Шилов П. М, Юрченко А. П., **Тарасова М. А.**, Матасов В. М. Опыт геофизической диагностики пространственно-временной изменчивости свойств городских почв // *Почвоведение*. – 2025. – № 6. – С. 813-829. – EDN: ATFURA. (1.96 п. л., вклад автора 25%). Импакт-фактор 2.20 (РИНЦ).
6. Владов М. Л., Судакова М. С. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений: учебное пособие. – Москва: ГЕОС, 2017. – 240 с.
7. Гуркова Е. А., Соколов Д. А. Влияние гранулометрического состава на гумусонакопление в почвах сухих степей Тувы // *Почвоведение*. – 2022. – №1. – С. 106–118.
8. Едемский Д. Е., Прокопович И. В. Георадиолокационное обследование геолого-геоморфологического строения берегов залива Касатка, остров Итуруп // *Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований*. – 2020. – № 5. – С. 24-32.
9. Зацепин С. А., Аузин А. А. Учет дисперсии диэлектрической проницаемости горных пород при обработке материалов георадиолокации // *Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей*. – 2016. – С. 87.
10. Зеливянская О. Е. Петрофизика: учебное пособие / О. Е. Зеливянская. – Ставрополь: Изд-во СКФУ, 2015. – 111 с.
11. Золотая Л. А., Коснырева М. В. Георадиолокационные исследования при решении задач почвенной геофизики // *Геофизика*. – 2015. – № 2. – С. 16-22.
12. Касимова А. У., Верзунов С. Н. Обзор современных методов измерения диэлектрической проницаемости горных пород // *Проблемы автоматизации и управления* № 43. – 2022. – С.33-49.

13. Качинский Н. А. Физика почв / Н. А. Качинский. – Москва: Высшая школа, 1970. – 360 с.
14. Ковда Б. Г. Почвоведение. Издательство Высшая школа. Типы почв, их география и использование. – 1988. – 367 с.
15. Крылов С. С., Бобров Н. Ю., Пряхина Г. В., Бричева С. С., Ионов В. В. Особенности распространения и трансформации речных вод в приливном эстуарии р. Кереть // Метеорология и гидрология. – 2014. – №. 10. – С. 54-64.
16. Крошка Е. С. Широкополосная диэлектрическая спектроскопия почв и пористых горных пород: дис... канд. физ.-мат. наук: 1.4.3. – Омск, 2021. – 156 с.
17. Константинов Е. А., Карпухина Н. В., Захаров А. Л., Бричёва С. С., Украинцев В. Ю., Лазукова Л. И., Рудинская А. И. Колебания уровня озера Неро в голоцене // Геоморфология и палеогеография. - 2023. - Т. 54. - №2. - С. 51-60.
18. Малышкина И. А. Основы метода диэлектрической спектроскопии: учебное пособие / И. А. Малышкина. – Москва: Изд-во физического ф-та МГУ, 2012. – 80 с.
19. Молостов И. П., Щербинин В. В. Коаксиальная измерительная ячейка для широкополосных измерений диэлектрической проницаемости // Известия Алтайского государственного университета. – 2015. – С. 56-60.
20. Осипов В. И., Соколов В. Н. Глины и их свойства: состав, строение и формирование свойств // Российская акад. наук, Ин-т геоэкологии им. Е. М. Сергеева, Московский гос. ун-т им. М. В. Ломоносова. Москва: ГЕОС. – 2013. – 575 с.
21. Пузаченко Ю. Г. Математические методы в экологических и географических исследованиях. М: Академия. – 2004. – 416 с.
22. Ржевский В. В., Новик Г. Я. Основы физики горных пород: Учебник для вузов. —4-е изд., перераб. и доп,— М: Недра, 1984.— 359 с.
23. Рязанцев П. А., Кабонен А. В., Родионов А. И. Определение архитектуры корневой системы деревьев методом георадиолокации // Вестник Томского государственного университета. Биология. – 2020. – №. 51. – С. 179-204.
24. Самарский А. А. Математическое моделирование и вычислительный эксперимент // Вестник АН СССР. – 1979. – Т. 5. – С. 38–49.
25. Сизова Т. М. Статистика: учебное пособие / Т. М. Сизова. — Санкт-Петербург: НИУ ИТМО, 2013. — 176 с.
26. Скубачевский А. А. Моделирование распространения электромагнитных волн в среде с использованием метода конечных разностей на смещенных сетках // Радиоэлектроника. Наносистемы. Информационные технологии. – 2016. – Т. 8. – №. 1. – С. 73-80.
27. Соколов В. Н. Микромир глинистых пород // Соросовский образовательный журнал. – 1996. – №. 3. – С. 56-64.

28. Старовойтов А. В. Интерпретация георадиолокационных данных: учебное пособие по курсу «Георадиолокация» / А. В. Старовойтов. – 2-е издание, исправленное и дополненное. – М.: «КДУ»; «Добросвет», 2023. 258 с.
29. Судакова М. С., Владов М. Л., Садуртдинов М. Р. Влияние электропроводности на коэффициент отражения электромагнитной волны // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2018. – №. 1. – С. 100-106.
30. **Тарасова М. А.**, Бричева С.С., Владов М.Л. Контрасты электрофизических свойств в песчано-глинистом разрезе и их отражение на радарограмме // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2025. – Т. 64. – № 4. – С.114-123. – EDN: ERPUAE. (1.16 п. л., вклад автора 70%). Импакт-фактор 0,288 (РИНЦ).
31. **Тарасова М.А.**, Бричева С.С., Владов М.Л. Методические особенности полевого и лабораторного методов измерения диэлектрической проницаемости на примере песчано-глинистых отложений // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2025. – Т. 64. – № 5. – С.158-168. – EDN: EWCWPU (1.28 п. л., вклад автора 70%). Импакт-фактор 0,288 (РИНЦ).
32. Грунтоведение / Ю. А. Васильчук, Е. А. Вознесенский, Г. А. Голодковская [и др.]. – Москва: Издательство МГУ, 2005. – 1024 с.
33. Чурюмов Г. И. Математическое моделирование электромагнитных явлений методом конечных разностей. 1. Общие положения / Г. И. Чурюмов, И. С. Максимов, Д. Б. Еремеев. — 2003. — 25 с.
34. André F., Jonard M., Lambot S. Full-wave InverSIon of ground-penetrating radar data for forest litter characterization // Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar. IEEE. – 2014. – С. 196-201.
35. André, F., Jonard, F., Jonard, M., Lambot, S. In situ characterization of forest litter using ground-penetrating radar. J. Geophys. Res. Biogeosci. – 2016. – Vol 121. – No 3. – P. 879–894.
36. Annan A. P. GPR—History, trends, and future developments // Subsurface sensing technologies and applications. – 2002. – Vol. 3. – No. 4. – P. 253-270.
37. Annan A. P., Davis J. L. Impulse radar sounding in permafrost // Radio Science. – 1976. – Vol. 11. – No. 4. – P. 383-394.
38. Arcone, S. A., Lawson, D. E., Delaney, A. J., Strasser, J. C. Ground-penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in an area of discontinuous permafrost // Geophysics. – 1998. – Vol. 63. – No. 5. – P. 1573-1584.
39. Ardekani M. R. M. Off-and on-ground GPR techniques for field-scale soil moisture mapping // Geoderma. – 2013. – Vol. 200. – P. 55-66.

40. Baker P. L. Response of ground-penetrating radar to bounding surfaces and lithofacies variations in sand barrier sequences // *Exploration Geophysics*. – 1991. – Vol. 22. – No. 1. – P. 19-22.
41. Bakker M. A. J., Doornenbal P. J., Vos P., de Vries, S. A. Geoaerchological Investigation in Coastal Dunes Using Ground-Penetrating Radar // *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*. – 2009. – Vol. 22. – No. 1. – P. 108-115.
42. Barboza E. G., Rosa M. L., Dillenburg S. R., da Silva A. B., Tomazelli L. J. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems // *Journal of Coastal Research*. – 2014. – Vol. 70. – No Si. – P. 687-692.
43. Belyaeva T. A., Bobrov P. P., Kroshka E. S., Lapina A. S., Rodionova O. V. The effect of very low water content on the complex dielectric permittivity of clays, sand-clay and sand rocks // *Measurement Science and Technology*. – 2016. – Vol. 28. – No. 1. – P. 014005.
44. Benedetto A. Water content evaluation in unsaturated soil using GPR signal analysis in the frequency domain // *Journal of Applied Geophysics*. – 2010. – Vol. 71. – No. 1. – P. 26-35.
45. Benedetto F., Tosti F. GPR spectral analysis for clay content evaluation by the frequency shift method // *Journal of Applied Geophysics*. – 2013. – Vol. 97. – P. 89-96.
46. Benson D. G., Evans J. G., Williams G. H., Darvill T. Excavations at Stackpole Warren, Dyfed // *Proceedings of the Prehistoric Society*. Cambridge University Press. – 1990. – Vol. 56. – P. 179-245.
47. Beres Jr M., Haeni F. P. Application of ground-penetrating-radar Methods in Hydrogeologic Studies // *Groundwater*. – 1991. – Vol. 29. – No. 3. – P. 375-386.
48. Blonquist Jr J. M., Jones S. B., Robinson D. A. A time domain transmission sensor with TDR performance characteristics // *Journal of hydrology*. – 2005. – Vol. 314. – No. 1-4. – P. 235-245.
49. Breede K., Kemna A., Esser O., Zimmermann E., Vereecken H., Huisman, J. A. Spectral induced polarization measurements on variably saturated sand-clay mixtures // *Near Surface Geophysics*. – 2012. – Vol. 10. – No. 6. – P. 479-489.
50. Bricheva S. S., Akhmetgaleeva N. B., Panin A. V., Shasherina L. V., **Tarasova M. A.**, Bezdudniy V. G., Matasov V. M., Zakharov A. L., Dobriansky A. S., Kurenkova E. I. Multi-scale palaeolandscape reconstruction at the Upper Paleolithic Byki sites, central East European Plain // *L'Anthropologie*. – 2024. – Vol. 128. – №. 2. – P. 103241. – EDN: KAUFU (2.67 п.л., вклад автора 30%). Импакт-фактор 0,419 (SJR).
51. Bristow C. S., Duller G. A. T., Lancaster N. Age and dynamics of linear dunes in the Namib Desert // *Geology*. – 2007. – Vol. 35. – No. 6. – P. 555-558.
52. Clemmensen L. B., Nielsen L. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations // *Sedimentary Geology*. – 2010. – Vol. 223. – No. 3-4. – P. 281-290.

53. Corbeau R. M., Soegaard K., Szerbiak R. B., Thurmond J. B., McMechan G. A., Wang D. Detailed internal architecture of a fluvial channel sandstone determined from outcrop, cores, and 3-D ground-penetrating radar: Example from the middle Cretaceous Ferron Sandstone, east-central Utah // AAPG bulletin. – 2001. – Vol. 85. – No. 9. – P. 1583-1608.
54. Curtis J. O. A Durable Laboratory Apparatus for the Measurement of Soil Dielectric Properties // IEEE Transactions on Instrumentation and Measurement. – 2001. – Vol 50. – No 5. – P.1364–69.
55. Daniels J. J., Roberts R., Vendl M. Ground penetrating radar for the detection of liquid contaminants // Journal of Applied Geophysics. – 1995. – Vol. 33. – No. 1-3. – P. 195-207.
56. Dara R., Kettridge N., Rivett M. O., Krause S., Gomez-Ortiz D. Identification of floodplain and riverbed sediment heterogeneity in a meandering UK lowland stream by ground penetrating radar // Journal of Applied Geophysics. – 2019. – Vol. 171. – P.103863.
57. Dirksen C., Dasberg S. Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements // Soil Science Society of America Journal. – 1993. – Vol. 57. – No. 3. – P. 660-667.
58. Dolphin L. T., Beatty W. B., Tanzi J. D. Radar probing of Victorio Peak, New Mexico // Geophysics. – 1978. – Vol. 43. – No. 7. – P. 1441-1448.
59. Doolittle J. A. Using ground-penetrating radar to increase the quality and efficiency of soil surveys // Soil survey techniques. – 1987. – Vol. 20. – P. 11-32.
60. Doolittle J. A., Asmussen L. E. The years of applications of ground penetrating radar by the United States department of Agriculture // Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar. – European Association of Geoscientists & Engineers. – 1992. – P. 303-00019.
61. Doolittle J. A., Brevik E. C. The use of electromagnetic induction techniques in soils studies // Geoderma. – 2014. – Vol. 223. – P. 33-45.
62. Doolittle J. A., Collins M. E. Use of soil information to determine application of ground penetrating radar // Journal of applied geophysics. – 1995. – Vol. 33. – No. 1-3. – P. 101-108.
63. Doolittle J., Nelson F. Characterising relict cryogenic macrostructures in mid-latitude areas of the USA with three-dimensional ground-penetrating radar // Permafrost and Periglacial Processes. – 2009. – Vol. 20. – No. 3. – P. 257-268.
64. Ercoli M., Bizzarri R., Baldanza A., Bertinelli A., Mercantili D., Pauselli C. GPR detection of fossil structures in conductive media supported by FDTD modelling and attributes analysis: an example from early pleistocene marine clay at bargiano site (Central Italy) // Geosciences. – 2021. – Vol. 11. – No. 9. – P. 386.

65. Ercoli M., Di Matteo L., Pausell, C., Mancinelli P., Frapiccini S., Talegalli L., Cannata A. Integrated GPR and laboratory water content measures of sandy soils: From laboratory to field scale // *Construction and Building Materials*. – 2018. – Vol. 159. – P. 734-744.
66. Friedman S. P. A saturation degree-dependent composite spheres model for describing the effective dielectric constant of unsaturated porous media // *Water Resources Research*. – 1998. – Vol. 34. – No. 11. P. 2949-2961.
67. Friedman S. P., Robinson D. A. Particle shape characterization using angle of repose measurements for predicting the effective permittivity and electrical conductivity of saturated granular media // *Water Resources Research*. – 2002. – Vol. 38. – No. 11. – P. 18-1-18-11.
68. Fuchs M., Zöller L. Geoarchäologie aus geomorphologischer Sicht Eine konzeptionelle Betrachtung (Geoarchaeology from a Geomorphological Perspective — A Conceptual Consideration) // *Erdkunde*. – 2006. – P. 139-146.
69. Galagedara L. W., Parkin G. W., Redman J. D., Von Bertoldi P., Endres, A. L. Field studies of the GPR ground wave method for estimating soil water content during irrigation and drainage // *Journal of hydrology*. – 2005. – Vol. 301. – No. 1- 4. – P. 182-197.
70. Gawthorpe R. L., Collier R. L., Alexander J., Bridge J. S., Leeder M. R. Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1993. – Vol. 73. – No. 1. – P. 421-432.
71. Giannakis I., Giannopoulos A., Warren C. Realistic FDTD GPR antenna models optimized using a novel linear/nonlinear full-waveform inversion // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2018. – Vol. 57. – No. 3. – P. 1768-1778.
72. Giannakis I., Zhou F., Warren C., Giannopoulos A. Inferring the shallow layered structure at the Chang'E-4 landing site: a novel interpretation approach using lunar penetrating radar // *Geophysical Research Letters*. – 2021. – Vol. 48. – No. 16.
73. Giannopoulos A. Modelling ground penetrating radar by GprMax // *Construction and building materials*. – 2005. – Vol. 19. – No. 10. – P. 755-762.
74. Goma M. M. Grain size effect on electrical properties of dry friable sand // *The European Physical Journal Special Topics*. – 2024. – Vol. 233. – No. 13. – P. 2413-2420.
75. González-Villanueva, R., Costas, S., Duarte, H., Pérez-Arlucea, M., Aleco, Blowout evolution in a coastal dune: using GPR, aerial imagery and core records // *Journal of Coastal Research*. – 2011. – P. 278-282.
76. Gouramanis C., Switzer A. D., Polivka P. M., Bristow C. S., Jankaew K., Dat P. T., Jol H. M. Ground penetrating radar examination of thin tsunami beds—A case study from Phra Thong Island, Thailand // *Sedimentary Geology*. – 2015. – Vol. 329. – P. 149-165.

77. Grote K., Anger C., Kelly B., Hubbard S., Rubin Y. Characterization of soil water content variability and soil texture using GPR groundwave techniques // *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*. – 2010. – Vol. 15. – No. 3. – P. 93-110.
78. Grote K., Hubbard S., Rubin Y. Field-scale estimation of volumetric water content using ground-penetrating radar ground wave techniques // *Water resources research*. – 2003. – Vol. 39. – No. 11.
79. Gu Z., Shi C., Yang H., Yao H. Analysis of dynamic sedimentary environments in alluvial fans of some tributaries of the upper Yellow River of China based on ground penetrating radar (GPR) and sediment cores // *Quaternary International*. – 2019. – Vol. 509. – P. 30-40.
80. Guha S., Kruse S. E., Wright E. E., Kruse U. E. Spectral analysis of ground penetrating radar response to thin sedimentary layers // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – No. 23.
81. Guillemoteau J., Bano M., Dujardin J. R. Influence of grain size, shape and compaction on georadar waves: examples of aeolian dunes // *Geophysical Journal International*. – 2012. – Vol. 190. – No. 3. – P. 1455-1463.
82. Hagrey A. GPR study of pore water content and salinity in sand // *Geophysical Prospecting*. – 2000. – Vol. 48. – No. 1. – P. 63-85.
83. Heimovaara T. J. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms: 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils // *Water Resources Research*. – 1994. – Vol. 30. – No. 2. – P. 189-199.
84. Hirsch M., Bentley L. R., Dietrich P. A comparison of electrical resistivity, ground penetrating radar and seismic refraction results at a river terrace site // *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*. – 2008. – Vol. 13. – No. 4. – P. 325-333.
85. Holliday V. T., Mandel R. D., Beach T. Soil stratigraphy // *Encyclopedia of geoarchaeology*. – Cham: Springer International Publishing. – 2023. – P. 1-13.
86. Jackson P. D., Smith D. T., Stanford P. N. Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands // *Geophysics*. – 1978. – Vol. 43. – No. 6. – P. 1250-1268.
87. Jol H. M., ed. *Ground penetrating radar theory and applications*. – Elsevier, 2008. – 544 p.
88. Jol H. M., Bristow C. S. *GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide*. – 2003. – 330 p.
89. Jol H. M., Smith D. G. Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1991. – Vol. 28. – No. 12. – P. 1939-1947.
90. Jonard, F., Demontoux F., Bircher S., Razafindratsima S., Schwank M., Weillermüller L., Vereecken H. Electromagnetic characterization of organic-rich soils at the microwave L-band with ground-penetrating radar, radiometry and laboratory measurements // *Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar. IEEE*. – 2014. – P. 202-207.

91. Kelleners T. J., Seyfried M. S., Blonquist Jr J. M., Bilskie J., Chandler D. G. Improved interpretation of water content reflectometer measurements in soils // *Soil Science Society of America Journal*. – 2005. – Vol. 69. – No. 6. – P. 1684-1690.
92. Kellner E., Lundin L. C. Calibration of time domain reflectometry for water content in peat soil // *Hydrology Research*. – 2001. – Vol. 32. – No. 4 - 5. – P. 315-332.
93. Klenk P., Jaumann S., Roth K. Quantitative high-resolution observations of soil water dynamics in a complicated architecture using time-lapse ground-penetrating radar // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2015. – Vol. 19. – No. 3. – P. 1125-1139.
94. Kurjański B., Rea B. R., Spagnolo M., Cornwell D. G., Howell J., Comte J. C., Gibbard, P. L. Cool deltas: Sedimentological, geomorphological and geophysical characterization of ice-contact deltas and implications for their reservoir properties (Salpausselkä, Finland) // *Sedimentology*. – 2021. – Vol. 68. No 7. – P. 3057-3101.
95. Knoll M. D. A petrophysical basis for ground penetrating radar and very early time electromagnetics: Electrical properties of sand-clay mixtures: дис. – University of British Columbia. 1996.
96. Lauer K., Albrecht C., Salat C. Complex effective relative permittivity of soil samples from the taunus region (Germany) // *Journal of earth science*. – 2010. – Vol. 21. – No. 6. – P. 961-967.
97. Koltermann C. E., Gorelick S. M. Fractional packing model for hydraulic conductivity derived from sediment mixtures // *Water Resources Research*. – 1995. – Vol. 31. – No. 12. – P. 3283-3297.
98. Kurjański B., Rea B. R., Spagnolo M., Cornwell D. G., Howell J., Comte J. C., Gibbard P. L. Sedimentological, geomorphological and geophysical characterization of ice-contact deltas and implications for their reservoir properties (Salpausselkä, Finland) // *Sedimentology*. – 2021. – Vol. 68. – No. 7. P. 3057-3101.
99. Lal R. Soil organic matter content and crop yield // *Journal of Soil and Water Conservation*. – 2020. – Vol. 75. – No. 2. – P. 27A-32A.
100. Lambot S., Slob E., Chavarro D., Lubczynski M., Vereecken, H. Measuring soil surface water content in irrigated areas of southern Tunisia using full-waveform inversion of proximal GPR data // *Near Surface Geophysics*. – 2008. – Vol. 6. – No. 6. – P. 403-410.
101. Lambot S., Slob E. C., Van den Bosch I., Antoine M., Gregoire M., Vanclooster M. Modeling of GPR signal and inversion for identifying the subsurface dielectric properties: frequency dependence and effect of soil roughness // *10th International Conference on Grounds Penetrating Radar*. – 2004. – P. 79-82.

102. Lapen D. R., Moorman B. J., Price J. S. Using ground-penetrating radar to delineate subsurface features along a wetland catena // *Soil Science Society of America Journal*. – 1996. – Vol. 60. – No. 3. – P. 923-931.
103. Lauer K., Albrecht C., Salat C., Felix-Henningsen P. Complex effective relative permittivity of soil samples from the taunus region (Germany) // *Journal of earth science*. – 2010. – Vol. 21. – No. 6. – P. 961-967.
104. Leandro C. G., Barboza, E. G., Caron, F., de Jesus, F. A. GPR trace analysis for coastal depositional environments of southern Brazil // *Journal of Applied Geophysics*. – 2019. – Vol. 162. – P. 1-12.
105. Leckebusch J. Ground-penetrating radar: a modern three-dimensional prospection method // *Archaeological prospection*. – 2003. – Vol. 10. – No. 4. – P. 213-240.
106. Leclerc R. F., Hickin E. J. The internal structure of scrolled floodplain deposits based on ground-penetrating radar, North Thompson River, British Columbia // *Geomorphology*. – 1997. – Vol. 21. – No. 1. – P. 17-38.
107. Lees D. J. The sand dunes of Gower as potential indicators of climatic change in historical time. 1982.
108. Liu Y., Feng D., Xiao Y., Huang G., Cai L., Tai X., Wang, X. Full waveform inversion of multi-frequency GPR data using a multiscale approach based on deep learning // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2024. – Vol.62. – P. 1-12.
109. Lu Y., Song W., Lu J., Wang X., Tan Y. An examination of soil moisture estimation using ground penetrating radar in desert steppe // *Water*. – 2017. – Vol. 9. – No. 7. – P. 521.
110. Lyons T. R. Non-destructive archeology // *Remote Sensing and Non-Destructive Archeology*. – 1978. – Vol. 36. – P.3.
111. Malicki M. A., Plagge R., Roth C. H. Improving the calibration of dielectric TDR soil moisture determination taking into account the solid soil // *European Journal of Soil Science*. – 1996. – Vol. 47. – No. 3. – P. 357-366.
112. Minet J., Bogaert P., Vanclooster M., Lambot S., Validation of ground penetrating radar full-waveform inversion for field scale soil moisture mapping // *Journal of Hydrology*. – 2012. – Vol. 424. – P. 112-123.
113. Mitchum R. M. Jr., Vail P. R., Thompson S. III. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. – 1977. – 53-62 p.
114. Mohamed A. M. O., Paleologos E. K. Dielectric permittivity and moisture content // *Fundamentals of geoenvironmental engineering*. – Elsevier, 2018. – 57 p.

115. Moore L. J., Jol H. M., Kruse S., Vanderburgh S., Kaminsky G. M. Annual layers revealed by GPR in the subsurface of a prograding coastal barrier, southwest Washington, USA // *Journal of Sedimentary Research*. – 2004. – Vol. 74. – No. 5. – P. 690-696.
116. Mourmeaux, N., Tran, A. P., Lambot, S. Soil permittivity and conductivity characterization by full-wave inversion of near-field GPR data // *Proceedings of the 15th International Conference on Ground Penetrating Radar*. IEEE. – 2014. – P. 497-502.
117. Murphy B. W. Impact of soil organic matter on soil properties—a review with emphasis on Australian soils // *Soil Research*. – 2015. – Vol. 53. – No. 6. – P. 605-635.
118. Neal A., Richards J., Pye K. Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England // *Sedimentary Geology*. – 2003. – Vol. 162. – No. 3-4. – P. 167-198.
119. Neal A., Roberts C. L. Applications of ground-penetrating radar (GPR) to sedimentological, geomorphological and geoarchaeological studies in coastal environments // *Geological Society of London Special Publications*. – 2000. – Vol. 175, No 1. – P. 139-171.
120. Neal A., Roberts C. L. Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles // *Sedimentology*. – 2001. – Vol. 48. – No. 4. – P. 791-810.
121. Nicoll K., Murphy L. R. Soil and sediment archives of ancient landscapes, paleoenvironments, and archaeological site formation processes // *Quaternary International*. – 2014. – Vol. 342. – P. 1-4.
122. Nimnate P., Thitimakorn T., Choowong M., Hisada K. Imaging and locating paleo-channels using geophysical data from meandering system of the Mun River, Khorat Plateau, Northeastern Thailand // *Open Geosciences*. – 2017. – Vol. 9. – No. 1. – P. 675-688.
123. Olhoeft G. R. Electrical properties from 10^{-3} to 10^{+9} HZ— Physics and chemistry // *AIP conference proceedings*. – American Institute of Physics. – 1987. – Vol. 154. – No. 1. – P. 281-298.
124. Owenier F., Hornung J., Matthias Hinderer M. Substrate-sensitive relationships of dielectric permittivity and water content: implications for moisture sounding // *Near Surface Geophysics*. – 2016. – Vol 16. – P. 128-152.
125. Pallavi B., Saito H., Kato M. Application of GPR ground wave for mapping of spatiotemporal variations in the surface moisture content at a natural field site // *Proceedings of the 19th World Congress of Soil Science: Soil Solutions for a Changing World, Brisbane, Australia*. – 2010. – P. 1-6.
126. Pan X., Zhang, J., Huang, P., Roth, K. Estimating field-scale soil water dynamics at a heterogeneous site using multi-channel GPR // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2012. – Vol. 16. – No. 11. – P. 4361-4372.

127. Parkhomenko E. I. Dielectric properties of rocks // Electrical properties of rocks. – Boston, MA: Springer US. – 1967. – P. 11-57.
128. Pepin S., Plamondon A. P., Stein J. Peat water content measurement using time domain reflectometry // Canadian Journal of Forest Research. – 1992. – Vol. 22. – No. 4. – P. 534-540.
129. Pettinelli E., Vannaroni G., Di Pasquo B., Mattei E., Di Matteo, A., De Santis A., Annan, P. A. Correlation between near-surface electromagnetic soil parameters and early-time GPR signals: An experimental study // Geophysics. – 2007. – Vol. 72. – No. 2. – P. A25-A28.
130. Porsani J. L., Assine M. L., Moutinho L. Application of GPR in the study of a modern alluvial megafan: the case of the Taquari River in Pantanal Wetland, west-central Brazil // Subsurface Sensing Technologies and Applications. – 2005. – Vol. 6. – No. 2. – P. 219-233.
131. Rahardjo H., Fredlund D. G. Soil Mechanics for Unsaturated Soils. – New York; Toronto: Wiley, 1993. – 544 p.
132. Roskin J. Vegetated linear dunes — chronologically discontinuous archives of several short-term and major dune growth episodes // EGU General Assembly Conference Abstracts. – 2013. – P.13905.
133. Roth K., Schulin, R., Flühler, H., Attinger, W. Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach // Water resources research. – 1990. – Vol. 26. – No. 10. – P. 2267-2273.
134. Ryazantsev P. A., Hartemink A. E., Bakhmet O. N. Delineation and description of soil horizons using ground-penetrating radar for soils under boreal forest in Central Karelia (Russia) // Catena. – 2022. – Vol. 214. – P. 106285.
135. Ryazantsev P. Can Ground-Penetrating Radar Detect Thermal Gradients in the Active Layer of Frozen Peatlands? // Remote Sensing. – 2025. – Vol. 17, No. 11. – P. 1805.
136. Saarenketo T. Electrical properties of water in clay and silty soils // Journal of applied geophysics. – 1998. – Vol. 40. – No. 1-3. – P. 73-88.
137. Salat C., Junge A. Dielectric permittivity of fine-grained fractions of soil samples from eastern Spain at 200 MHz // Geophysics. – 2010. – Vol. 75. – No. 1. – P. J1-J9.
138. Sass O., Bell R., Glade T. Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Öschingen landslide, Swabian Alb (Germany) // Geomorphology. – 2008. – Vol. 93. – No. 1-2. – P. 89-103.
139. Sass O., Krautblatter M. Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: Genetic models derived from GPR measurements // Geomorphology. – 2007. – Vol. 86. – No. 1-2. – P. 176-192.
140. Schrott L., Sass O. Application of field geophysics in geomorphology: advances and limitations exemplified by case studies // Geomorphology. – 2008. – Vol. 93. – No. 1-2. – P. 55-73.

141. Sauer D., Felix-Henningsen P. Application of ground-penetrating radar to determine the thickness of Pleistocene periglacial slope deposits // *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*. – 2004. – Vol. 167. – No. 6. – P. 752-760.
142. Sen P. N. Relation of certain geometrical features to the dielectric anomaly of rocks // *Geophysics*. – 1981. – Vol. 46. – No. 12. – P. 1714-1720.
143. Simeoni M. A., Galloway, P. D., O'Neil, A. J., Gilkes, R. J. A procedure for mapping the depth to the texture contrast horizon of duplex soils in south-western Australia using ground penetrating radar, GPS and kriging // *Soil Research*. – 2009. – Vol. 47. – No. 6. – P. 613-621.
144. Słowik M. Analysis of fluvial, lacustrine and anthropogenic landforms by means of ground-penetrating radar (GPR): field experiment // *Near Surface Geophysics*. – 2014. – Vol. 12. – No. 6. – P. 777-792.
145. Smith D. G., Jol H. M. Ground penetrating radar: antenna frequencies and maximum probable depths of penetration in Quaternary sediments // *Journal of Applied Geophysics*. – 1995. – Vol. 33. – No. 1-3. – P. 93-100.
146. Stephenson R. A. On the use of grain size analysis in geomorphological studies // *The Professional Geographer*. – 1970. – Vol. 22. – No. 4. – P. 200-203.
147. Sucre E. B., Tuttle J. W., Fox T. R. The use of ground-penetrating radar to accurately estimate soil depth in rocky forest soils // *Forest Science*. – 2011. – Vol. 57. – No. 1. – P. 59-66.
148. Svensson S. Deep learning neural network in geological interpretation of ground penetrating radar. – 2024.
149. Thompson T. A., Argyilan, E. P., Johnson, M. R., & Monaghan, G. W. Stratigraphic and sedimentologic investigation of collapse features in the Mount Baldy Dune in the Indiana Dunes National Park // *Journal of Great Lakes Research*. – 2021. – Vol. 47. No. 6. – P. 1485-1494.
150. Topp G. C., Davis J. L., Annan A. P. Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in coaxial transmission lines // *Water resources research*. – 1980. – Vol. 16. – No. 3. – P. 574-582.
151. Truman C. C., Perkins, H. F., Asmussen, L. E., & Allison, H. D. Using ground-penetrating radar to investigate variability in selected soil properties // *Journal of soil and water conservation*. – 1988. – Vol. 43. – No. 4. – P. 341-345.
152. Turner G. GPR and the effects of conductivity // *Exploration Geophysics*. – 1992. – Vol. 23. – No. 1-2. – P. 381-385.
153. Van Dam R. L., Schlager W. Identifying causes of ground-penetrating radar reflections using time-domain reflectometry and sedimentological analyses // *Sedimentology*. – 2000. – Vol. 47. – No. 2. – P. 435-449.

154. Van Dam R. L., Van Den Berg E. H., Schaap M. G., Broekema L. H., Schlager W. Radar reflections from sedimentary structures in the vadose zone // Geological Society, London, Special Publications. – 2003. – Vol. 211. – No. 1. – P. 257-273.
155. Van Dam R. L., van den Berg E. H., van Heteren S., Kasse C., Kenter J. A., Groen, K. Influence of organic matter in soils on radar-wave reflection: Sedimentological implications // Journal of sedimentary research. – 2002. – Vol. 72. – No. 3. – P. 341-352.
156. Van Overmeeren R. A., Sariowan S. V., Gehrels J. C. Ground penetrating radar for determining volumetric soil water content; results of comparative measurements at two test sites // Journal of Hydrology. – 1997. – Vol. 197. – No. 1-4. – P. 316-338.
157. Verhegge J., Missiaen T., Crombé P. Exploring integrated geophysics and geotechnics as a paleolandscape reconstruction tool: archaeological prospection of (prehistoric) sites buried deeply below the Scheldt Polders (NW Belgium) // Archaeological Prospection. – 2016. – Vol. 23. – No. 2. – P. 125-145.
158. Wang J. R., Schmugge T. J. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content // IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing. – 2007. – No. 4. – P. 288-295.
159. Warren C., Giannopoulos A., Giannakis I. gprMax: Open-source software to simulate electromagnetic wave propagation for Ground Penetrating Radar // Computer Physics Communications. – 2016. – Vol. 209. – P. 163-170.
160. Weihermüller L. et al. Mapping the spatial variation of soil water content at the field scale with different ground penetrating radar techniques // Journal of hydrology. – 2007. – Vol. 340. – No. 34. – P. 205-216.
161. Wensink W. A. Dielectric properties of wet soils in the frequency range 1–3000 MHz // Geophysical prospecting. – 1993. – Vol. 41. – No. 6. – P. 671-696.
162. Winkelbauer J. et al. Methods of surveying the thickness of humous horizons using ground penetrating radar (GPR): an example from the Garmisch-Partenkirchen area of the Northern Alps // European Journal of Forest Research. – 2011. – Vol. 130. – No. 5. – P. 799-812.
163. Yost J. L., Hartemink A. E. How deep is the soil studied—an analysis of four soil science journals // Plant and soil. – 2020. – Vol. 452. – No. 1. – P. 5-18.
164. Zajícová K., Chuman T. Application of ground penetrating radar methods in soil studies: A review // Geoderma. – 2019. – Vol. 343. – P. 116-129.
165. FAO Guidelines for soil description. 3rd edn. FAO & ISRIC: Rome. 1990. 108 p.
166. Meles G. A., Van der Kruk J., Greenhalgh S. A., Ernst J. R., Maure, H., Green A. G. A new vector waveform inversion algorithm for simultaneous updating of conductivity and permittivity

parameters from combination crosshole/borehole-to-surface GPR data // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. – 2010. – Vol.48. – No 9. – P. 3391-3407.

167. Ernst J. R., Green A. G., Maurer H., Holliger K. Application of a new 2D time-domain full-waveform inversion scheme to crosshole radar data. Geophysics. – 2007. – Vol. 72. – No 7. – J53-J64.
168. Feng D., Cao C., Wang X. Multiscale full-waveform dual-parameter inversion based on total variation regularization to on-ground GPR data. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2019. – Vol. 57. – No 11. – P. 9450-9465.