

На правах рукописи

Маловичко Михаил Сергеевич



ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ
С ДОННЫМИ КОСАМИ
ПРИ ПОИСКАХ УГЛЕВОДОРОДОВ НА МЕЛКОВОДЬЕ

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени
кандидата технических наук

Специальность: 25.00.10 – Геофизика, геофизические методы
поиска полезных ископаемых

Научный руководитель:
доктор физико-математических наук,
старший научный сотрудник
Петров Александр Аркадьевич

Санкт-Петербург – 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Современное состояние морской электроразведки с контролируемым источником	12
1.1 Геоэлектрическая модель залежи углеводородов	12
1.2 Обзор методов морской электроразведки	16
1.3 Выводы к главе	28
Глава 2. Геометрическое зондирование на мелководье	29
2.1 Аппаратура и методика полевых измерений на мелководье	29
2.1.1 Общие замечания	29
2.1.2 Методика полевых измерений	30
2.1.3 Система приёма	31
2.1.4 Система возбуждения	34
2.2 Физико-математические основы	36
2.2.1 Основные уравнения	36
2.2.2 Асимптотическое поведение поля	38
2.2.3 Проблема «воздушной волны»	42
2.2.4 Влияние конечной глубины моря	44
2.2.5 Кажущееся удельное сопротивление	47
2.2.6 ТЕ и ТМ моды поля	50
2.3 Прямые и обратные задачи	51
2.4 Моделирование	59
2.5 Выводы к главе	74
Глава 3. Обработка полевых материалов	75
3.1 Шумы в первичных данных	75
3.2 Оценка достижимого шумового порога	83
3.3 Алгоритм обработки первичных данных	86
3.4 Выводы к главе	91
Глава 4. Интерпретация полевых данных	92
4.1 Геолого-географическая характеристика участка работ	92
4.2 Система наблюдения	99
4.3 Анализ первичных данных	104
4.4 Опорная геоэлектрическая модель	110
4.5 1D инверсия	113
4.6 2,5D прямая и обратная задачи	118
4.7 Результаты 2D инверсии	119
4.8 Выводы к главе	139
Заключение	141
Список литературы	143

ВВЕДЕНИЕ

Первое применение морской электроразведки для поиска нефти и газа относится к началу XX в (Schlumberger, Schlumberger and Leonardon, 1934). В Советском Союзе первые морские электроразведочные работы с искусственным источником в варианте симметричного профилирования были проведены в 1931-1937 гг. (Морские геофизические исследования. Маловицкий [и др.], 1977).

В 1950-х гг. внедрены методы непрерывного осевого дипольного зондирования (НДОЗ), непрерывного профилирования (НП), разрабатывались методы зондирования становлением магнитного поля по методике кругового зондирования (ЗСМ) и вызванной поляризации (ВП) (там же). В 60-70-х гг силами НИИГА проводились морские электроразведочные работы в Азовском, Каспийском, Чёрном, Балтийском морях. Технически все они были основаны на применении кабельных буксируемых систем. Работы этого периода характеризовались низким уровнем аппаратного обеспечения: использование неспециализированных судов приводило к чрезмерно высокой скорости движения (5-8 узлов), отсутствовали средства точного позиционирования, запись проводилась аналоговыми способами с последующей ручной интерпретацией.

С 1970-х гг. осуществляется переход на цифровую регистрацию, а позже – на цифровую обработку измерений. С конца 1970-х и до 1990-х в ПГО «Севморгеология» интенсивно развивается морская технология зондирования становлением поля (ЗС) с буксируемыми линейными диполями, которая получила название Аппаратно-Методический Электроразведочный Комплекс (АМЭК) (Вишняков и др., 1983). Основной задачей комплекса являлся поиск УВ.

Кроме морских зондирований с искусственным источником разрабатывалась аппаратура и методика измерений естественного электромагнитного поля Земли (Сочельников, 1979; Ваньян и Шиловский, 1983; Бердичевский, Жданова и Жданов, 1989). Успешно развивались инженерные приложения электроразведки на акваториях, например (Рыбакин, 1986; Модин, 2010) и др.

В целом в СССР морская электроразведка с контролируемым источником развивалась очень активно, в том числе производственными организациями, и большая часть таких исследований была так или иначе связана с поиском УВ.

Резкое сокращение финансирования научно-исследовательских программ в конце 1990-хх гг. совпало с мировым бумом морских электроразведочных методов. В это время в России начинается процесс коммерциализации существующих наработок и создание новых коммерческих методик морских электромагнитных измерений. В целом для отечественной

морской электроразведки вплоть до настоящего времени характерно использование кабельных измерительных систем, измерений во временной области и применение ВП. Эти особенности связаны с тем, что Россия обладает огромными площадями перспективного мелководного шельфа на континентальной окраине и во внутренних морях.

В мировом контексте поворотными точками в развитии морских методов электрической разведки принято считать конец 1970-х и конец 1990-х годов XX века (Constable and Srnka, 2007). В конце 1970-х годов американским военным для создания радиосвязи с подводными лодками понадобилось оценить сопротивление океанической литосферы. При финансовой поддержке военных ведомств в Океанографическом институте Скриппса в США начинается разработка технологии зондирования, получившей название Controlled-Source Electromagnetics (CSEM) (Сох, 1980). Этот метод оказал огромное влияние на морскую электроразведку. Вплоть до конца 1980-х годов исследования электрических свойств литосферы, выполняемые западными исследователями, проводились академическими группами в рамках опытно-методических проектов. В 1980-х гг. в компании Еххон изучаются возможности электроразведки применительно поискам УВ (Patent US 4617518A, 1986). Начало массового коммерческого применения метода относится к концу 1990-х гг, когда на фоне повышения цен на углеводороды и начала бурения глубоководных частей Мексиканского залива нефтяные компании начали вкладывать деньги в развитие теории, аппаратуры и методики CSEM. С этого времени начинается промышленное применение электроразведки в нефтегазовой индустрии, а CSEM становится лидирующим электроразведочным методом. После мирового экономического кризиса, разразившегося в 2008 г., происходит корректировка завышенных ожиданий по отношению к морской электроразведке (Constable, 2010).

В данной работе рассматриваются мелководные зондирования на нескольких фиксированных частотах в узком частотном диапазоне (ок. 0,0625 Гц-1 Гц), выполняемые в широком диапазоне разнесов (0,5-15 км) с возбуждением поверхностной горизонтальной электрической линией (ГЭЛ) и регистрацией сигналов донными приёмными линиями (косами). В отечественной литературе нет устоявшихся терминов для таких измерений, поэтому далее приведено краткое рассмотрение этого вопроса.

В настоящей работе этот тип измерений, вслед за (Ваньян, 1997), называется **геометрическими зондированиями**. В подобных измерениях основную роль играет гальваническая составляющая ЭМ поля, а главным зондирующим фактором является расстояние между источником и приёмником. В некоторых работах такие измерения называются *дистанционными зондированиями* (Светов, 1973).

Рассматриваемые установки имеют сходство с установками дипольных зондирований (ДЗ): дипольно-осевого (ДОЗ), дипольно-азимутального (ДАЗ), дипольно-экваториального

(ДЭЗ), а также их морской модификации, применявшейся в СССР - непрерывного дипольно-осевого зондирования (НДОЗ) (Электроразведка. Справочник геофизика. под. ред. А.Г. Тархова, 1980). Эти методы использовали поле постоянного тока. В рассматриваемых измерениях индукционная составляющая играет меньшую роль по сравнению с гальванической, но поле всё же не является полем постоянного электрического тока (более подробно физика процессов рассмотрена в разделе 2.3). Поэтому представляется неуместным применять к этой методике указанные названия.

В отличие от отечественной литературы, в англоязычной литературе существует устоявшийся термин *Controlled-Source ElectroMagnetics (CSEM)*. Под CSEM понимается диполь-дипольное электромагнитное зондирование на морском дне в частотной области в широком диапазоне разносов (0,5-15 км) и узком диапазоне частот (Constable and Srnka, 2007). Строго говоря, название CSEM было использовано несколько ранее для обозначения наземных многоразносных многочастотных измерений на суше. Поэтому иногда встречается название *Marine CSEM (MCSEM)*. Также в литературе можно встретить названия *frequency-domain CSEM (fCSEM)* и *time-domain CSEM (tCSEM)*. Первая является эквивалентом CSEM, вторая обозначает зондирование становлением поля. Существует также коммерческое название *Sea-Bed Logging (SBL)*, принадлежащее крупнейшему на рынке оператору – норвежской компании *Electromagnetic Geoservices ASA* (сокращённо EMGS). Разница между CSEM и SBL лежит в области патентного права и, с точки зрения геофизики, эти названия являются синонимами.

Изначально CSEM разрабатывался для глубоководных зондирований, когда верхнее (водное) полупространство является более проводящим, чем нижнее (земля). В этом случае ЭМ поле распространяется преимущественно через породы земли, испытывая индукционное затухание на трассе источник-приёмник, т.н. горизонтальный скин-эффект. Главным зондирующим фактором в этом случае является разнос, но основную информацию несёт индукционная составляющая (см. раздел 2.3). Это дало основание в некоторых работах (например, (Ваньян и Пальшин, 1993)) называть эти зондирования *донными частотными зондированиями (ЧЗ)*. Вместе с тем при малой глубине моря усиливается вклад первичного поля, проникающего в точку наблюдения через близко расположенное воздушное непроводящее полупространство, которое маскирует влияние пород разреза. Для борьбы с этим явлением, который получил название эффекта «воздушной волны» (*air wave*), необходимо понизить частоту возбуждающего поля для ослабления роли индукционной моды. В этом случае название *донные частотные зондирования* уже не кажется подходящим. При этом оказывается, что на мелководье (мельче 200-300 м) возбуждение выгоднее осуществлять приповерхностным источником (*Shallow water CSEM using a surface-towed source*. Shantsev [et al.], 2010). В таком варианте эта разновидность измерений становится

неотличимой от описанных выше геометрических зондирований. В англоязычной литературе такие мелководные измерения также называются CSEM.

Исходя из вышесказанного и не претендуя на общность, в данной работе все работы по указанной технологии (зондирования в широком диапазоне разносов и узком диапазоне частот с автономными донными регистраторами) вне зависимости от глубины моря называются *геометрическими зондированиями*, и, таким образом, являются эквивалентом CSEM.

Морские геометрические зондирования применяются на поисковой стадии геологоразведочных работ для снижения рисков бурения структур, оконтуренных сейсморазведкой (Hesthammer, Fanavoll and Danielsen, 2010). Главным поисковым признаком являются зоны повышенного УЭС, которые, в условиях низкоомных морских разрезов, служат индикаторами наличия УВ (рассмотрение эффекта вызванной поляризации применительно к поискам УВ (Легейдо, Мандельбаум и Рыхлинский, 1996; Holten, Singer and Grude, 2010; и др.) выходит за рамки настоящей работы). Присутствие УВ в поровом пространстве снижает водонасыщенность и повышает удельное электрическое сопротивление (УЭС) горных пород (ГП), в результате чего крупные коммерчески значимые скопления УВ могут быть выявлены измерениями с поверхности.

В последние годы увеличивается количество работ на малых глубинах (от первых метров до первых сотен метров). Существующие в настоящее время методики электромагнитного зондирования мелководья основаны либо на адаптации классических глубоководных геометрических зондирований с автономными донными приёмными станциями (Shallow water CSEM using a surface-towed source, 2010), либо на использовании буксируемых систем, в том числе с измерением неустановившегося поля (Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration. Veeken [et. al.], 2009; Ziolkowski and Wright, 2007; Li and Constable, 2010; Anderson and Mattsson и др.). К недостаткам первого направления относятся высокая стоимость оборудования (в т.ч. специализированных судов) и невозможность работать при глубинах моря менее 30-50 м. Буксируемым системам присущ высокий уровень шумов, а также ограничения, накладываемые осадкой судна-источника и изрезанностью береговой линии.

В настоящей работе рассматривается новая методика геометрических зондирований дипольно-осевой установкой с донными приёмными косами и поверхностной питающей линией (Петров и др., 2010). Методика позволяет экономически эффективно выполнять съёмку мелководных акваторий с изрезанной береговой линией в условиях высокого уровня шумов и строить модели электропроводности разреза. Это даёт возможность использовать электропроводность в комплексной геолого-геофизической интерпретации и повышать качество прогноза месторождений УВ на мелководных площадях, ранее не доступных для

подобного изучения. Вместе с тем, это направление появилось недавно и возможности его применения для нефтегазописковых задач во многом не изучены.

Актуальность исследования определяется необходимостью дальнейшего развития методики электромагнитных зондирований в мелководных условиях и изучения возможности применения таких измерений для задач поиска нефти и газа в связи с практической потребностью в таких работах при том, что существующие технологии обладают существенными недостатками.

Целью работы является развитие методов электроразведки в условиях мелководных акваторий и транзитных зон применительно к задачам поиска нефти и газа.

Задачами работы являлись:

1. определение возможностей донной дипольно-осевой установки с донными косами при зондировании мелководных акваторий;
2. определение структуры шумов в первичных данных;
3. создание графа обработки данных с учётом специфики измеряемых сигналов;
4. проверка работоспособности метода для поиска УВ в реальных геологических условиях.

В ходе проведённых теоретических и экспериментальных исследований получены следующие **новые научные результаты**:

1. обоснована технология регистрации сигналов донными приёмными косами, позволяющая зондировать мелководные акватории и достигать приемлемого отношения сигнал/шум;
2. изучена спектральная и вероятностная структура шумов, возникающих при донной регистрации кабельными системами в мелководных условиях;
3. разработан граф обработки сигналов в частотной области с учётом специфики измерений;
4. путём математического моделирования и анализа полевых данных определена эффективность описываемой технологии для расчленения комплексов ГП и оценки перспективности целевых интервалов на нефть и газ в некоторых геологических условиях;
5. построена модель электропроводности месторождения им. В.Филановского и получены новые детали его строения.

Выделяя основные научные результаты, можно сформулировать следующие **защищаемые положения**:

1. геометрическое зондирование с поверхностным возбуждением и донным приёмом позволяет эффективно строить модель электропроводности разреза в условиях мелководных акваторий, труднодоступных для других методов электроразведки;
2. разработанный алгоритм обработки данных учитывает структуру шумов и эффективен при обработке полевых измерений в условиях высокого уровня помех, характерного для мелководных измерений;
3. геометрические зондирования с донными косами на основании независимой от сейморазведки информации - значений электропроводности горных пород - позволяют делать выводы о наличии углеводородов в поровом пространстве и повысить достоверность прогноза крупных скоплений нефти и газа при комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.

Практическая значимость выполненного исследования заключается в следующем:

1. оценена эффективность рассматриваемой методики в различных условиях;
2. получены новые данные о структуре шумов в сигналах, записанных донными косами на мелководье;
3. создан граф обработки первичных данных, учитывающий структуру шумов и специфику измеряемых сигналов, который в настоящее время встроен в программу массовой обработки полевых данных;
4. на примере реального месторождения показано, как данные мелководных геометрических зондирований позволяют строить модель электропроводности разреза и, в итоге, повышать точность нефтегазового прогноза;
5. получены новые детали геологического строения мест. им. В.Филановского.

Личный вклад

1. Путём теоретического анализа сигналов и математического моделирования исследованы возможности метода в различных условиях;
2. Выполнен анализ шумов в первичных измерениях для различных глубин моря.
3. Разработан и реализован на C++ граф обработки первичных данных, включённый в программу массовой обработки полевых данных.
4. Изучен применяемый аппаратно-методический комплекс (шумовые свойства парка регистраторов, стабильность генератора тока, точность системы позиционирования и т.д.).
5. Программно реализован алгоритм одномерной минимизации данных геометрических зондирований с донными косами.

6. Выполнен набортный контроль качества массивов данных, полученных в Каспийском и Чёрном морях в 2008-2011 гг.
7. Выполнена камеральная обработка массивов полевых измерений, полученных в Каспийском, Чёрном, Баренцевом, Азовском, Северном морях и у берегов Калифорнии с 2004 по 2013 гг. и обобщены результаты.
8. Выполнена инверсия данных и геологическая интерпретация материалов с участка в Каспийском море.

Апробация результатов исследования

Основные результаты работы были представлены на международной конференции «Проблемы геокосмоса» (Петергоф, 2008), на международной школе-семинаре по электромагнитным методам (EMS-09, Москва, 2009), на международной школе-семинаре «Геофизика 2009» (Петергоф, 2009), 8-м Международном геофизическом научно-практическом семинаре “Применение современных электроразведочных технологий при поисках месторождений полезных ископаемых” (Санкт-Петербург, 2010), Школе семинаре ЭМЗ-2011, а также доложены на кафедре Физики Земли СПбГУ.

Автор имеет на данную тему **3** опубликованные работы в журналах, рекомендованных ВАК, подготовленных лично и в соавторстве, **1** патент и **5** докладов на научных конференциях.

Структура диссертационной работы

Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения и списка используемых источников (133 наименования включая 23 электронных ресурса). Работа изложена на 151 странице, включая 99 рисунков.

По теме диссертации опубликованы следующие работы:

Патенты:

1. Method for marine electrical survey of oil-and-gas deposits: patent USA 8076942 / E.D. Lisitsyn, A.V. Tulupov, V.E. Kyasper, **M.S. Malovichko**, A.A. Petrov.- application no.201000226205; US classification:324/365, 324/362, 324/357; international classification: G01V3/02;publication date: 09.09.2010; issue date 13.12.2011.

Публикации из списка ВАК:

2. А.А. Петров, **М.С. Маловичко**, А.Б. Кочеров, Е.Д. Лисицын. Опыт применения электромагнитных зондирований при поисках углеводородов в транзитной зоне каспийского моря//Геофизика.-2010.-№ 2.-с.60-64.

3. **М.С. Маловичко.** Сравнение статистических свойств устанавливаемых электрических полей при морских измерениях// Геофизика.-2008.-№5.-с.59-64.
4. Н.Ю. Бобров, А.Б. Кочеров, **М.С. Маловичко**, А.А. Петров, М.Б. Сергеев. Морские электромагнитные зондирования с донными станциями на шельфе Черного моря // Геофизика.-2013.- №4.-с.2-9.

Доклады:

5. **М.С. Маловичко**, «Применение донных измерительных систем при электромагнитных зондированиях транзитной зоны» // Геофизические методы исследования Земли и её недр: Материалы VII Международной научно-практической конкурсно-конференции «Геофизика-2009».-ISBN 978-5-98340-249-2.-СПБ.: Соло,2010.-146 с.
6. **М.С. Маловичко**, Н.Ю. Бобров, А.А. Петров, А.Б. Кочеров, А.В. Студитская. Электромагнитные зондирования с контролируемым источником для поисков углеводородов на мелководном шельфе // Материалы V всероссийской школы-семинара им. М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли «ЕМЗ-2011»: в 2-х книгах: Книга 2.-ISBN 978-5-98340-255-3.-СПБ.: СПбГУ, 2011.-495 с.
7. **М.С. Маловичко.** Применение современных электроразведочных методов при поисках месторождений углеводородного сырья в условиях континентального шельфа // 8-й Международный геофизический научно-практический семинар «Применение современных электроразведочных технологий при поисках месторождений полезных ископаемых» в Санкт-Петербургском Горном Институте 8-10 апреля 2010 г., г. Санкт-Петербург.
8. Е.Д. Лисицын, **М.С. Маловичко**, А.А. Петров. Электромагнитные зондирования в зоне предельного мелководья //Материалы IV всероссийской школы-семинара им. М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли «ЕМЗ-2009».-ISBN 978-5-91682-2.-М.:ИФЗ РАН, 2009.-215 с.
9. **M.S. Malovichko.** Comparison of statistical characteristics of marine-measured transient fields // 7th International conference “Problems of Geocosmos”.-St.-Petersburg, Petrodvorets, 26-30 May 2008.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю д.ф.-м.н. А.А. Петрову за общее руководство и всестороннюю помощь по теме исследования; за

советы в области 3D моделирования, а также за программы для 1D и 3D моделирования, которые были использованы в работе.

Глубокую признательность автор приносит исполнительному директору ЗАО «ЕММЕТ» д.ф.-м.н. А.В. Тулупову за создание благоприятных условий для работы над диссертацией, а также всему коллективу этой организации, с которыми автор работал многие годы.

Автор сердечно благодарит к.т.н. Е.Д. Лисицына, под руководством которого были получены рассматриваемые полевые материалы; В.Э. Кяспера за обсуждение вопросов, связанных с аппаратной частью; к.г.-м.н. А.Б. Кочерова за обсуждение вопросов, связанных с анализом первичных данных; Ph.D. Н.Б. Явича, с которым автор консультировался по вопросам, связанным сеточными 2D/3D методами; к.ф.-м.н. Н.Ю. Боброва за помощь в обработке данных и обсуждение результатов диссертации; к.ф.-м.н. В.Г. Магурина, вместе с которым автор разрабатывал программу управления базой данных первичных измерений; д.ф.-м.н. Л.Ф. Московскую за ценные обсуждения алгоритма обработки сигналов; к.г.-м.н. М.Б. Сергеева за глубокий анализ геологического строения Чёрного моря и участие в интерпретации геофизических результатов; к.г.-м.н. Ю.Э. Петрову за помощь в понимании геологического строения Каспийского моря; В.А. Синкевича и Д.Б. Ефремова за помощь в решении задач, связанных с обработкой данных и моделированием.

Автор благодарит сотрудников компании Лукойл к.г.-м.н. С.В. Делию и к.г.-м.н. А.Г. Алексеева, и сотрудника компании Роснефть Н.К. Мясоедова за возможность использовать некоторые материалы в этой работе.

Благодарность приносит интернациональной команде специалистов, с которыми автору удалось работать: Ph.D. J.M.Singer за возможность участвовать в интернациональных проектах; директору CGG Electromagnetics Ph.D. S.E.Hallinan за предоставленный доступ к вычислительному кластеру; Ph.D. C.Scholl за бесценные советы в области 2.5D инверсии и моделирования, а также за адаптацию существующей 2D программы к новым данным; D.M. Watts за советы по интерпретации данных морской электроразведки; F. Miorelli за программы для построения 2D моделей и визуализацию результатов инверсии.

Автор благодарит к.ф.-м. наук С.С. Крылова и д.т.н. К.М. Ермохина за конструктивную критику настоящей работы.

Автор благодарит д.г.-м.н. С.В. Аплонова, к.г.-м.н. А.К. Сараева, д.г.-м.н. К.В. Титова и всех сотрудников кафедры геофизики геологического факультета СПбГУ.

Автор благодарит д.ф.-м.н. А.А. Булычева, д.ф.-м.н. В.И. Дмитриева, д.т.н. И.Н. Модина, д.ф.-м.н. Ю.П. Ампилова, М.Ю. Токарева, к.ф.-м.н. П.Ю. Пушкарёва, а также коллектив кафедры геофизики геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова за доброжелательный приём этой работы.

В заключение автор благодарит свою супругу Г.А. Смирнову за терпение и поддержку в написании настоящей работы.

ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МОРСКОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ С КОНТРОЛИРУЕМЫМ ИСТОЧНИКОМ

1.1 Геоэлектрическая модель залежи углеводородов

Горные породы, слагающие морские разрезы, обладают существенно меньшим УЭС, чем аналогичные породы в условиях суши. Это связано с наличием морской воды, которая заполняет поровое пространство верхних частей разреза, а также проникает по трещинам и ослабленным зонам. УЭС морской воды составляет $0.2 \div 1$ Ом-м. На рисунке 1.1 схематически изображены пределы изменения УЭС в зависимости от породы.

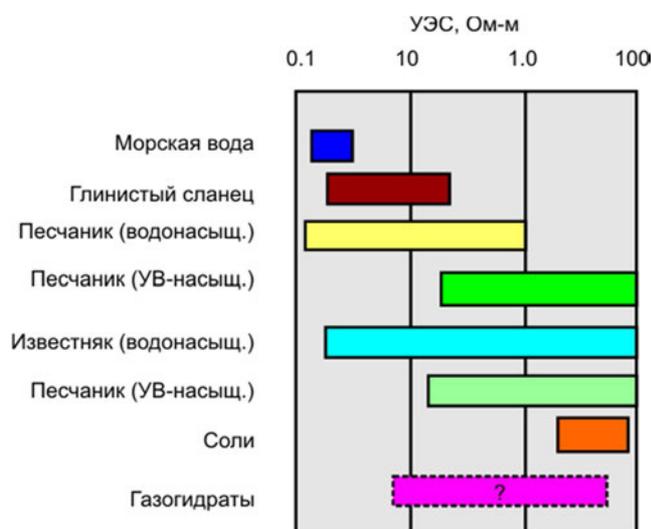


Рисунок 1.1. УЭС горных пород морского разреза и влияние геологических процессов на него. Рисунок из (Srnka, 2007).

Например, на основании имеющихся данных бурения в Каспийском море (вал Карпинского), можно сделать следующие оценки УЭС пород в этом регионе: карбонатные толщи - $5 \div 20$ Ом-м, терригенно-осадочные толщи - $1 \div 10$ Ом-м, глинистые толщи - $0,3 \div 3$ Ом-м, метаморфизованные породы - $100 \div 1000$ Ом-м, сопротивление морской воды - $0.6 \div 0.8$ Ом-м.

При работах на нефть и газ используется модели месторождения, которые можно условно разделить на две группы.

Первая группа моделей основана на том факте, что наличие УВ в поровом пространстве снижает водонасыщенность породы и, как следствие, повышает её УЭС. Суммарное повышение УЭС продуктивного интервала, часто состоящего из нескольких продуктивных пластов, может быть достаточным для выявления измерениями на морском дне. Существует различные формулировки этой зависимости, обзор которых можно найти в обобщающих работах (Schön, 2004; Mavko, Mukerji and Dvorkin, 2009).

Наиболее известным и давно применяемым является закон Арчи – эмпирическое выражение, предложенное в работе (Archie, 1942) для описания песчаников. В обобщённой форме может быть записан в виде (Ellis and Singer, 2008):

$$\sigma = \frac{\sigma_w}{F} S^n, \quad (1.1a)$$

$$F = a\varphi^{-m}, \quad (1.1b)$$

где F – т.н. фактор пористости, σ – УЭС горной породы, σ_w – проводимость порового флюида, φ – коэффициент пористости (отношение объёма пор к общему объёму породы), S – водонасыщенность (степень заполнения порового пространства водой, $0 < S < 1$), водонасыщенность связана нефте-газо-насыщенностью S_{hc} (степень заполнения порового пространства нефтью, газом или газогидратами) соотношением:

$$S = 1 - S_{hc}. \quad (1.2)$$

Параметры a , m , n – могут быть получены из лабораторных измерений. Чаще всего их значения лежат в диапазонах $0,5 < a < 2,5$ (обычно ~ 1); $1,5 < n < 3$; $1,3 < m < 3,5$ (обычно ~ 2).

На рисунке 1.1 приведена зависимость УЭС горной породы от пористости и нефтенасыщенности в соответствии с законом Арчи для следующих параметров: $n=2.6$, $m=2$, $\sigma_w = 10 \text{ S/m}$ (что соответствует минерализации порового раствора 30 г/л NaCl и пластовой температуре $t=70^\circ\text{C}$).

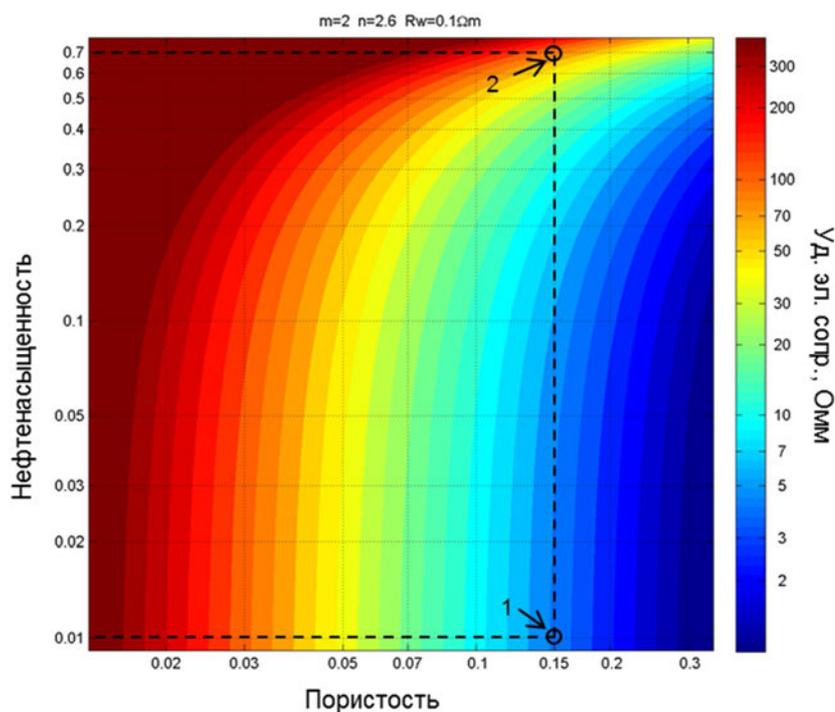


Рисунок 1.1. Зависимость УЭС горной породы от нефтегазонасыщения и пористости по закону Арчи при $\sigma_w = 10 \text{ S/m}$ (минерализация NaCl 30 г/л, $t=70^\circ\text{C}$), $m=2$, $n=2,6$. 1-точка, соответствующая пористости 15% и нефтенасыщению 1%, 2-точка, соответствующая пористости 15% и нефтенасыщению 70%.

Из рисунка следует, что при пористости 15% и заданных параметрах изменение нефтенасыщения с 1% (цифра 1 на рисунке) до 70% (цифра 2 на рисунке) приводят к росту УЭС горной породы с 4,5 Ом до 102 Ом.

Эмпирическая модель Арчи хорошо описывает породы с открытой пористостью и непроводящим минеральным скелетом. Она и её многочисленные модификации могут быть применены к очень широкому кругу горных пород (Mavko, Mukerji and Dvorkin, 2009). Тем не менее, модель Арчи не выполняется в очень важном с практической точки зрения случае – породах с глинистой составляющей.

Наличие избыточных ионов на границе двойных электрических слоёв вокруг глинистых частиц приводит к появлению дополнительных путей для тока. Для описания УЭС глинистых пород предложено большое количество выражений (Ellis and Singer, 2008; Mavko, Mukerji and Dvorkin, 2009). Одной из наиболее часто применяемых моделей является модель Ваксмана-Смита (*Waxman-Smith*) (Mavko, Mukerji and Dvorkin, 2009):

$$\sigma = \frac{1}{F}(\sigma_w + BQ_V), \quad (1.3a)$$

$$B = 4,6(1 - 0.6e^{-\sigma_w/1,3}) \quad (1.3b)$$

$$Q_V = \frac{CEC(1-\varphi)d}{\varphi} \quad (1.3c)$$

где СЕС – ёмкость катионного обмена (миллиграмм-эквивалентах/г), d – плотность минеральных частиц. Существуют многочисленные варианты этой модели, а также способы оценки входящих в неё величин из данных каротажа (Ellis and Singer, 2008; Mavko, Mukerji and Dvorkin, 2009).

Для оценки возможных значений УЭС ГП применяют результаты, полученные в материаловедении для эффективных свойств композитных материалов. Если заданы объёмные доли фаз в композите, а их неизвестных геометрические параметры неизвестны, то наиболее узкий интервал вероятных значений УЭС композита $[\sigma_{HS}^-, \sigma_{HS}^+]$, такой, что $\sigma_{HS}^- \leq \sigma \leq \sigma_{HS}^+$, задаётся т.н. границами Хашина-Штрикмана (Hashin and Shtrikman, 1963). Для двухфазной ГП (Carcione, Ursin and Nordskog, 2007):

$$\sigma_{HS}^- = \left(\frac{1-\varphi}{3\sigma_r} + \frac{\varphi}{\sigma_w + 2\sigma_r} \right)^{-1} - 2\sigma_r, \quad (1.4a)$$

$$\sigma_{HS}^+ = \left(\frac{1-\varphi}{\sigma_w + 2\sigma_r} + \frac{\varphi}{3\sigma_w} \right)^{-1} - 2\sigma_w. \quad (1.4b)$$

Аналитическая модель, известная как модель Бругмана-Ханай-Сена (*Brigemann-Hanai-Sen*), хорошо описывает УЭС многих горных пород. В работе (Sen, Scala and Cohen, 1981) приведено аналитическое решение задачи о проводимости композита, состоящего из сферических включений различного радиуса с заданной суммарной объёмной долей и

вмещающей среды, и отмечено, что это решение соответствует эмпирическому закону Арчи. В более общей постановке эта модель соответствует ранее разработанной в коллоидной химии модели дифференциальной эффективной среды, которая рассматривает композит как результат постепенного добавления малого количества материала в существующую смесь. Проводимость композита является решением соответствующей задачи с начальными условиями относительно $\sigma(\varphi)$ (Mavko, Mukerji and Dvorkin, 2009). Для двухфазной среды с начальным условием $\sigma(0) = \sigma_w$ аналитическое решение может быть записано в виде (там же):

$$\varphi = \left(\frac{\sigma_r - \sigma}{\sigma_r - \sigma_w} \right) \left(\frac{\sigma_w}{\sigma} \right)^K, \quad (1.5)$$

где K равно $1/3$ для сферических включений. Для непроводящего скелета:

$$\sigma = \sigma_w \varphi^{3/2} \quad (1.6)$$

Известны аналитические выражения для включений различных форм, а также для тонкослоистой среды (там же).

Модели, связывающие свойства ГП с единственным параметром – УЭС (изотропным или анизотропным), применяются в настоящее время в подавляющем большинстве случаев. Это объясняется следующими обстоятельствами. Связь между УЭС и параметрами горной породы – пористостью, проницаемостью, водонасыщенностью и др. – хорошо изучена теоретически, лабораторно, и используется в скважинной геофизике с момента её возникновения. Начальная модель месторождения может быть построена на основании данных, которые измеряются в скважинах или в лаборатории. Если необходимые константы известны из лабораторных данных изучения керн, то полученные значения УЭС могут быть пересчитаны в содержания УВ. В работе (Carcione, Ursin and Nordskog, 2007) на реальных данных показано, что лабораторное изучение образцов керн и тестирование набора петрофизических моделей позволяет установить статистическую связь между скоростью Р-волн и УЭС в разрезе. Существуют работы, в которых полевые данные инвертируются непосредственно в параметры горной породы, минуя стадию восстановления УЭС (Direct reservoir parameter estimation using joint inversion of marine seismic AVA and CSEM data. G. M. Hoversten [et al.], 2006).

Вторая группа моделей рассматривает как основной источник аномалий вторичные изменения горных пород, возникающие под действием УВ. Модели этого типа разрабатывались в работах (Сейфулин, Портнягин и Изотова, 1986; Нетрадиционные геофизические и геохимические методы поисков и разведки нефтегазовых месторождений. Савицкий и [др.], 1998; Корольков, 1987; Моисеев, 2002; Sternberg, 1991) и других. Во всех этих моделях предполагается, под действием УВ, в том числе мигрирующих на поверхность, происходят изменения в окружающих и вышележащих породах. С точки зрения электроразведки, эти модели предполагают, что в породах, окружающих или перекрывающих

залежь, повышается УЭС и появляются аномалии вызванной поляризации (ВП). Подобным моделям присущ общий недостаток, связанный с резким возрастанием сложности модели по сравнению с моделями рассмотренного выше типа, и, как следствие, в возрастании геологической нагрузки на модель. Теоретическая разработка таких моделей связана необходимостью статистического обобщения данных по большому числу месторождений в конкретном регионе.

К этой же группе относятся модели, в которых основным поисковым признаком выступают аномалии ВП (Sternberg, 1991; Pirson, 1982). Эти модели предполагают наличие аномалий ВП над залежью УВ, связанной с зоной эпигенетических изменений, в качестве которых обычно выступает пиритизация (Легейдо, Мандельбаум и Рыхлинский, 1996; He, Hu and Dong, 2010; Benefits of the induced polarization., 2009; Holten, Singer and Grude, 2010). Основной сложностью, связанной с разработкой этих методов, является недостаточный объём скважинных и лабораторных данных о ВП на месторождениях. Практическое применение этих методов затруднено тем, что измерение ВП в скважинах, а также определение содержания пирита в образцах керна, почти никогда не выполняются на практике. Влияние ВП обычно существенно слабее, чем изменения сигнала, связанные с вариациями УЭС. Это приводит к заметным техническим трудностям, связанным с надёжным выделением сигналов ВП. Вместе с тем известны впечатляющие примеры полевых работ с использованием моделей этого типа.

Настоящая работа посвящена моделям первого типа – т.е. таким, где основным поисковым признаком является изменение УЭС.

1.2 Обзор методов морской электроразведки

В данном разделе приведён краткий обзор наиболее известных методов морской электроразведки с активным источником, применяемых для поисков нефти и газа. Этот обзор не претендует на освещение всех электроразведочных методов, когда-либо предложенных для работы на акваториях. Так, в него не вошли методы, основанные на регистрации естественных электромагнитных полей Земли. Широкое освещение этих и смежных вопросов можно найти в работах: (Сочельников, 1979; Ваньян и Шиловский, 1983; Бердичевский, Жданова и Жданов, 1989; Edwards, 2005; Пальшин, 2009; Constable, 2010).

Среди морских методов, которые разрабатывались для зондирования глубоких частей разреза с целью поиска нефти и газа, в подавляющем большинстве случаев в качестве источника применяется горизонтальная электрическая линия (ГЭЛ) или горизонтальный электрический диполь (ГЭД). Источник такого типа достаточно просто реализуется технически,

его можно буксировать за судном и контролировать его геометрию. Используемые при глубоководных коммерческих работах силовые установки способны пропускать через морскую воду ток 1000 А, что, при длине ГЭЛ 100 м, даёт момент источника до 100 кАм. При мелководных работах, когда генератор монтируется на борту судна, величина пропускаемого тока может достигать нескольких килоампер (Improved target imaging with a high-power deck-mounted CSEM source - a field example from the North Sea. F. Roth [et al.], 2013).

На сегодняшний день наиболее известной методикой, применяемой для коммерческих морских электроразведочных работ с активным источником, является методика *Controlled-Source ElectroMagnetics* (CSEM)¹, разработанный в 1980-е гг. в американском Скрипсовском Океанографическом Институте (*Scripps Oceanographic Institute*) (Controlled-source electromagnetic sounding of the oceanic lithosphere. Cox [et al.], 1986). Подавляющая часть морских электроразведочных работ, в том числе и в денежном выражении, выполняется по этой методике. CSEM представляет собой геометрическое зондирование на нескольких фиксированных частотах в большом диапазоне разносов. Схема установки приведена на рисунке 1.2.

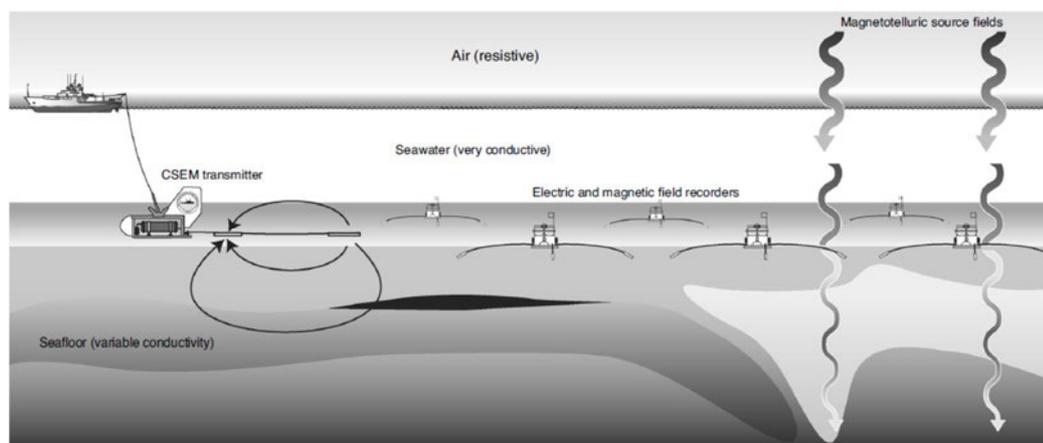


Рисунок 1.2. Установка метода CSEM (из работы (Constable and Srnka, 2007)).

При выполнении работ CSEM электрическое поле возбуждается горизонтальной электрической линией. Длина линии обычно составляет 100-300 м. Источник буксируется в придонной толще воды. Существуют разработки, предусматривающие поверхностное возбуждения поля при работах на мелководье, о чём будет сказано ниже. Сигнал регистрируется автономными донными станциями, которые измеряют от двух (E_x, E_y) до шести ($E_x, E_y, E_z, \frac{\partial B_x}{\partial t}, \frac{\partial B_y}{\partial t}, \frac{\partial B_z}{\partial t}$) компонент электромагнитного поля. Сигнал возбуждается и

¹ Применение аббревиатуры CSEM в контексте данной работы обсуждается во Введении.

принимается на нескольких частотах в достаточно узком частотной диапазоне (обычно 0.1-5 Гц). Во время измерений судно движется по профилю, непрерывно генерируя сигнал. Сила тока в источнике варьируется в пределах 100÷1000 А зависимости от применяемого оборудования и солёности воды. Изначально CSEM разрабатывался для исследований на дне глубоких океанов. Генератор буксируется в придонной толще воды. Расчёты показывают, что в этом, глубоководном, варианте, метод сближается с методами дальней зоны. При этом плотность тока в земле зависит в основном от разноса, и, в меньшей степени, от частоты² (Ваньян и Пальшин, 1993).

Основной объём коммерческих работ на нефть и газ методике CSEM выполняется норвежской компанией *ElectroMagnetic GeoServices ASA* (EMGS). Скриппсовский институт остаётся ведущим разработчиком этого метода, концентрируясь в основном на академических исследованиях океанской литосферы.

В контексте данной работы представляют интерес глубинные измерения CSEM с длинными приёмными линиями, описанные в работе (Chave, Constable and Edwards, 1992). В работе (Behrens, 2005) описаны результаты эксперимента с линиями длиной 170 м, выполненные в Тихом океане. Полезный сигнал на частоте ок. 4 Гц был выделен на удалениях 20÷70 км. В результате измерений была оценено распределение УЭС океанской литосферы, а также коэффициента анизотропии.

В последние 5-7 лет увеличилось число работ, выполняемых на мелководье, где глубина составляет первые сотни и даже десятки метров.

Если глубина моря менее 200 м, то CSEM с поверхностным возбуждением лишь немного проигрывает придонному возбуждению по величине аномального сигнала при измерении в частотной области (Shallow water CSEM., 2010) (рисунок 1.3).

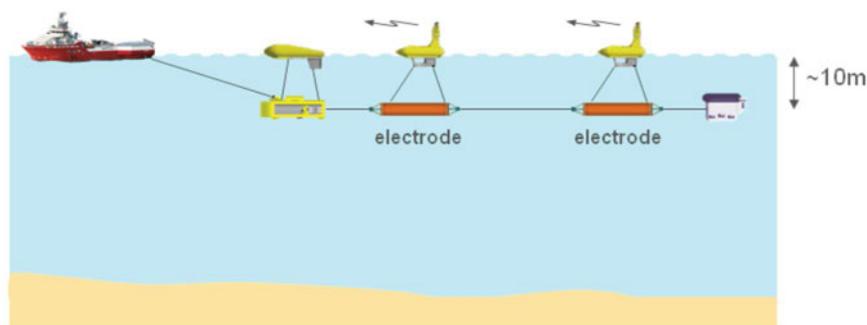


Рисунок 1.3. CSEM с поверхностным возбуждением (из работы (Shallow water CSEM., 2010)).

При поверхностном возбуждении оказывается ненужным сложное оборудование, необходимое для проведения генераторной линии в придонной толще воды. Точность динамического

² Асимптотическое поведение полей подробно рассмотрено в разделе 2.3

позиционирования источника значительно увеличивается за счёт использования буксируемых GPS-приёмников вместо гидроакустической системы с ультракороткой базой (*USBL*). Кроме того, появляется техническая возможность увеличить питающий ток до нескольких килоампер (*Improved target imaging...*, 2013).

Описываемая в данной работе модификация мелководных геометрических зондирований примыкает к этой группе методов, технически отличаясь от них использованием донных линий в качестве приёмников и более простым устройством питающей линии (см. раздел 2.1).

Измерения во временной области (становление поля) с установками подобного вида не получили большого практического распространения. На дне глубокого моря такие измерения не эффективны, поскольку поздняя часть становления зависит почти исключительно от УЭС воды, а отклик от относительно плохопроводящей земли сосредоточен на ранних временах, где измерение сигналов сопряжено с рядом технических сложностей. Кроме того измерения во временной области обладают относительно низкой помехоустойчивостью. Так, для достижения уровня шума, сравнимого с измерениями в гармоническом режиме (CSEM), требуется длительное накопление сигнала, трудно осуществимое при использовании автономных приёмников и непрерывно движущегося источника (некоторые оценки приведены в (Li and Constable, 2010)). Несмотря на это, некоторое количество опытно методических работ в этом направлении проводится (например, (Marine time domain CSEM – the first two years of experience. N. Allegar [et al.], 2008)).

Второй по практической значимости группой методов являются измерения, основанные на применении буксируемых систем (стриммеров), когда не только источник, но и приёмник буксируются за судном как одно целое. Установки такого типа технически реализуются проще, чем системы с автономными регистраторами. Они применяются на относительно мелководных акваториях с глубиной воды менее нескольких сотен метров.

Буксируемые системы позволяет просто решить проблему синхронизации источника и приёмника, применять приёмные линии большой длины (несколько километров). Фиксированная геометрия установки улучшает возможности накопления сигналов. В то же время общей проблемой всех методов, использующих буксируемые приёмные линии, является возникновение дополнительных гидродинамических шумов.

На мелководье, в отличие от глубокого моря, эффективными оказываются измерения во временной области. В том случае, когда глубина воды не превосходит 100÷200 м, влияние УЭС земли проявляется на поздних временах аналогично работам на суше, и это позволяет выполнять такие измерения на практике.

Из разработок последнего времени следует выделить заглублённую установку, буксируемую в толще воды (Anderson and Mattson, 2012; Linfoot, Mattsson and Price, 2011; 3D

inversion of towed streamer EM data: a model study of the Harding field with comparison to CSEM. M.S. Zhdanov [et al.], 2012). Схема установки приведена на рисунке 1.4.

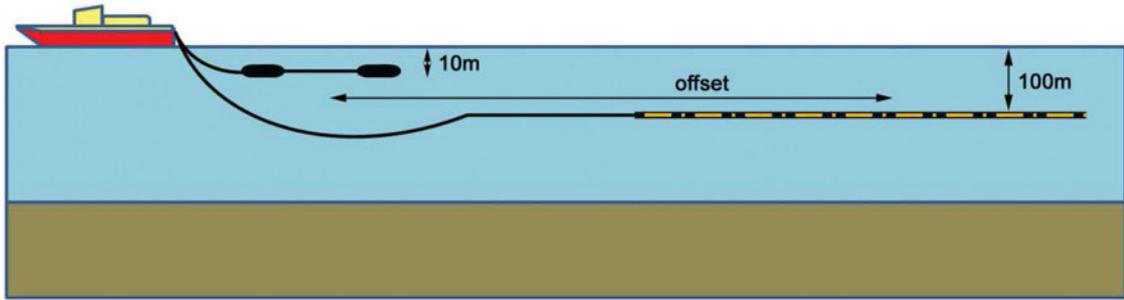


Рисунок 1.4. Система, буксируемая в толще воды (из работы (3D inversion of towed streamer..., 2012)).

По всей видимости, эта система в настоящее время является одной из наиболее проработанных в техническом отношении в своём классе.

Буксировка может осуществляться по поверхности воды. По сравнению с буксировкой в толще воды это существенно упрощает конструкцию самой установки и системы динамического позиционирования. Вместе с тем при буксировке установки по поверхности проблема гидродинамических шумов стоит особенно остро.

Среди этой группы наиболее известен морской вариант *Дифференциально-Нормированного Метода Электроразведки* (Davydycheva, Rykhliniski and Legeido, 2006; Benefits of the induced polarization..., 2009). Установка приведена на рисунке 1.5.

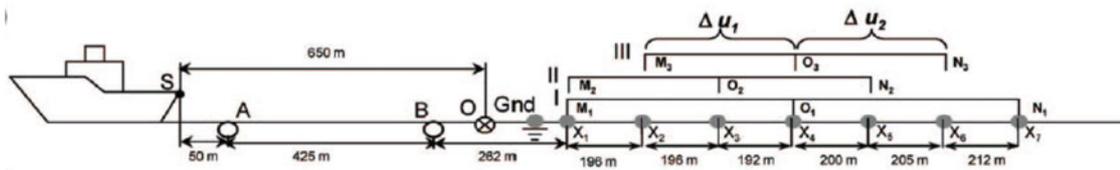


Рисунок 1.5. Установка ДНМЭ (из работы (Benefits of the induced polarization..., 2009)).

Измерения ДНМЭ представляют собой измерения полей становления дифференциальной установкой, которая буксируемой по поверхности моря³. Основной объект поиска этой технологии – приповерхностные аномалии ВП, наличие которых связывается с присутствием УВ в более глубоких структурах. Эта технология получила распространение, прежде всего, в России, и в широких производственных масштабах.

Существуют и другие примеры буксируемых по поверхности установок (например, Li and Constable, 2010), но в морской нефтяной электроразведке подобные системы пока не находят практического применения (приложения в инженерной области см. ниже).

³ Сообщалось также о разработке заглублённой установки.

Буксирование может также осуществляться по дну моря. По сравнению с буксировкой по поверхности воды это заметно снижает уровень шумов на приёмных электродах. Конструкция самой установки существенно упрощается. Буксируемые по дну установки получили значительное развитие в СССР, где применялись в широких производственных масштабах.

Так, ещё в 1960-х гг. в СССР применялся метод *непрерывного дипольно-осевого профилирования* (НДОЗ) на постоянном токе (Назаренко, 1957), а также выполнялись измерения становлением поля и ВП (Морские геофизические исследования, 1977).

В 1970-1980хх гг. успешно разрабатывался морской вариант зондирования становлением поля в движении (аппаратно-методический электроразведочный комплекс АМЭК (Лисицын, Московская и Петров, 2001)).

Вместе с тем контакт с морским дном резко усложняет процесс выполнения измерений, делая его зависимым от глубины моря и характера донных осадков; существенно возрастает риск обрыва установки о подводные препятствия, а также повреждения донных трубопроводов и другого подводного оборудования. Поэтому донные буксируемые системы в промышленном масштабе в настоящее время не применяются, хотя опытно методические работы в этой области ведутся (см. ниже).

Два вышеописанных класса морских методов - геометрические зондирования с автономными донными приёмниками и ГЭЛ, и буксируемые электрические линии – фактически исчерпывают модификации морской электроразведки, которые применяются, или применялись в прошлом, в производственных работах. Тем не менее, к настоящему времени предложено значительное количество перспективных технологий, которые заслуживают упоминания.

Известны измерения, в которых используются источники других типов помимо ГЭЛ. Так, технология *Transient Electromagnetic Marine Prospecting with Vertical Electric Lines* (TEMP-VEL), разрабатываемая норвежской компанией *Petromarker*, основана на использовании вертикального источника и измерении вертикальной компоненты электромагнитного поля в неустановившемся режиме (A method for hydrocarbon reservoir mapping and apparatus for use when performing the method. Barsukov, Fainberg and Singer, 2007; Vertical source, vertical receiver, electromagnetic technique for offshore hydrocarbon exploration. Holten [et al.], 2009; Vertical source, vertical receiver, electromagnetic technique for offshore hydrocarbon exploration. Holten [et al.], 2009). Измерения выполняются автономными донными станциями специальной конструкции, обеспечивающий вертикальное положение приёмного диполя. К настоящему моменту компания выполнила несколько опытно-методических и коммерческих проектов, например (Vertical dipole CSEM: technology advances and results from the Snøhvit field. Helwig [et al.], 2013). Внешний вид установки представлен на рисунке 1.6.

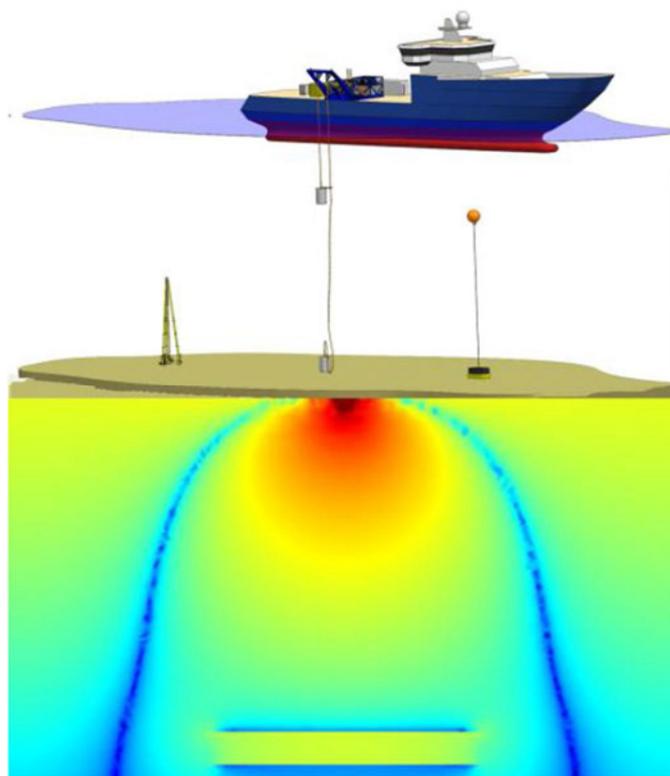


Рисунок 1.6. Зондирование с вертикальным источником и вертикальным приёмником (из работы (Vertical source, vertical receiver .., 2009)).

В работе (Barsukov and Fainberg, 2013) предложен метод зондирования устанавливаемыми полями для мелководных акваторий, в котором предусматривается измерение вертикальной компоненты электрического поля и возбуждение горизонтальной электрической линией. Предполагается, что приёмная и передающая аппаратура монтируется на судне, а измерения выполняются в режиме старт-стоп. О практической реализации этой идеи пока не известно.

Российская компания ЕММЕТ в 2007-2014 гг. разрабатывала методику, основанную на использовании наклонного электрического диполя (Способ морской электроразведки нефтегазовых месторождений и комплекс для его осуществления VeSoTEM. Лисицын и [др.], 2007). Использование наклонного диполя позволяет приблизить питающий электрод к донным станциям и, таким образом, усилить эффект ВП, который в основном зависит от плотности поляризующего гальванического тока. Экспериментальные работы по этой технологии были выполнены в 2009 г. в Каспийском море (рисунок 1.7).

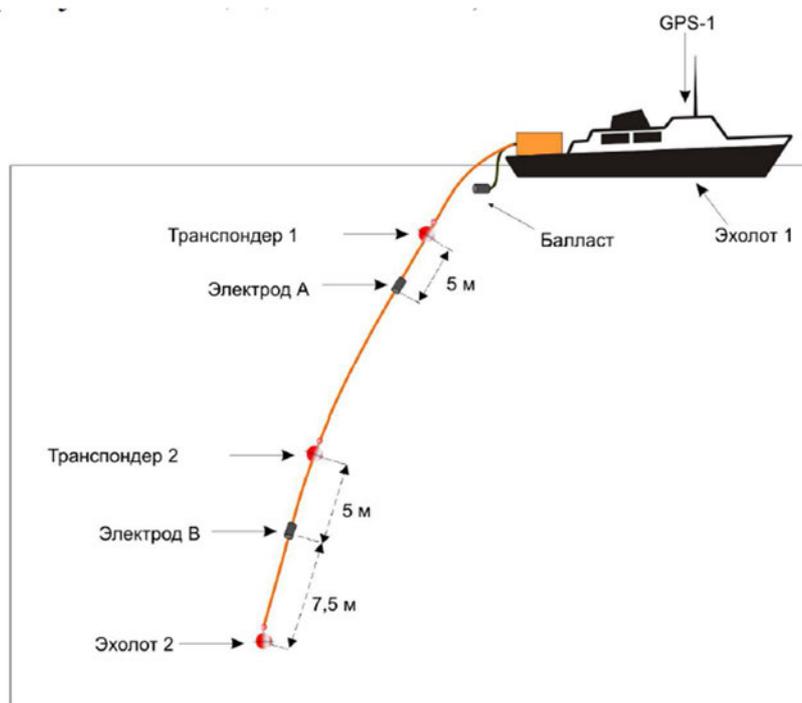


Рисунок 1.7. Схема питающей линии, использованная при измерения с наклонным диполем на Каспийском море в 2009 г.

Оказалось, что такие измерения требуют очень точного контроля положения наклонного диполя, и перспективы таких измерений были оценены как негативные.

Попытка использовать вертикальный магнитный диполь в качестве морского источника была предпринята в ПГО «Севморгеология» (Отчёт по опытно-методическим электроразведочным работам в Баренцевом море (1977 г.). Вишняков и др., 1978). Результатом этих работ стало негативное заключение о возможности применять буксируемые петли в морских условиях.

Зондирование дна с использованием вертикального электрического диполя было выполнено Н. Эдвардсом (First results of the MOSES experiment: sea sediment conductivity and thickness determination, Bute Inlet, British Columbia, by magnetometric offshore electrical sounding . Edwards [et al], 1985). Метод получил название *Magnetometric Offshore Electrical Sounding* (MOSES). Схема установки изображена на рисунке 1.8.

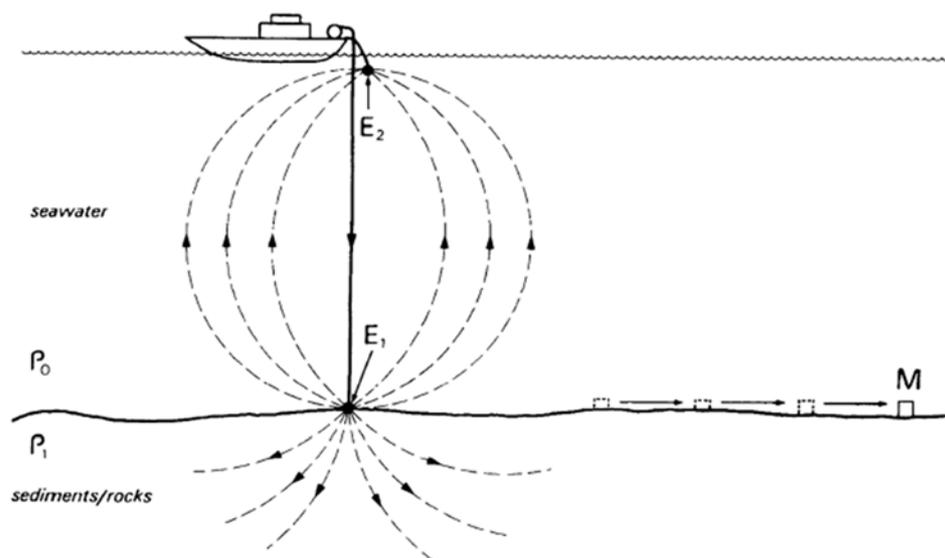


Рисунок 1.8. Схема установки MOSES (из работы (Edwards, 2005)).

В вертикальный питающий диполь, заземлённый на поверхности моря и на морском дне, подаётся низкочастотный переменный ток 0,125 Гц. Азимутальное магнитное поле измеряется на морском дне на различных удалениях от нижнего питающего электрода. При интерпретации результатов предполагается, что низкая частота тока позволяет пренебречь индуктивными токами. В работе (Evans and Webb, 2002) сообщается о зондировании по этой технологии, выполненной на Восточно-Тихоокеанском поднятии. Всего было расставлено 10 донных магнитометров. Измерения были выполнены в более чем 200 точках до разносов ок. 7 км, в результате чего было определено УЭС земной коры до глубины 1 км под дном моря. Тем не менее, коммерческого распространения методика не получила.

В работе (First results from an electromagnetic survey of a gas hydrate vent offshore mid-Norway. Swidinsky [et al.], 2014) описываются результаты полевого эксперимента, во время которого регистрировались две горизонтальные компоненты электрического поля донными станциями. Особенностью этой работы является использование двух ортогональных горизонтальных электрических диполей для генерации сигнала и работа во временной области.

Значительный класс аппаратных комплексов представлен малогабаритными системами, которые разрабатывались, для профилирования или зондирования наиболее верхней части разреза с целью картирования рудопроявлений, выявления газогидратов либо решения инженерных задач.

Среди российских разработок последнего времени следует отметить глубоководный комплекс «Рифт» (Вишняков, Каминский и Лисицын, 1992) (рисунок 1.9), которые использовались для оконтуривания месторождений железомарганцевых конкреций на дне океана.



Рисунок 1.9. Глубоководный комплекс «Рифт».

Комплекс буксируется на небольшом расстоянии от дна и регистрирует естественное электрическое поле (ЕП) и геохимические параметры pH, pS, pNa, Eh. Также комплекс позволяет выполнять ВЭЗ на постоянном токе с контактной установкой: АВМ₁М₂М₃М₄М₅М₆М₇М₈, где расстояние между соседними электродами равны соответственно: 20м;0,5м;0,5м;1м;2м;4м;8м;16м;32м.

Аппаратно-методический комплекс Vulcan (Weitemeyer and Constable, 2009) , также буксируемый в придонной толще воды, разрабатывается в Скриппсовском Институте для профилирования (или зондирования самой верхней части разреза) при большой глубине моря. Система состоит из нескольких ГЭД и приёмников, буксируемых на небольшом расстоянии от дна (рисунок 1.10).



Рисунок 1.10. Один из нескольких приёмников системы Vulcan.

Измерения выполняются в частотной области на нескольких фиксированных разносах. Поле возбуждается ГЭД. Измеряются три компоненты электрического поля. Для контроля мгновенной ориентации приёмника используются акселерометры. В 2013 запланирован первый цикл коммерческих работ с целью картирования месторождения газогидратов.

Малогобаритные аппаратные комплексы, буксируемые непосредственно по дну глубокого моря, разрабатывались в течение длительного времени. В разное время сообщалось об опытно-методических работах, выполненных как во временной области (Chave, Constable and Edwards, 1992; Webb, Edwards and Yu, 1993; Cairns, Evans and Edwards, 1996; Schwalenberg, Willoughby and Edwards, 2005), так и в частотной области (Chave, Constable and Edwards, 1992). Эти разработки объединяет использование ГЭД в качестве источника и их нацеленность на выявление газогидратов. На рисунке 1.11 приведена типичная схема установки из работы (Schwalenberg, Willoughby and Edwards, 2005).

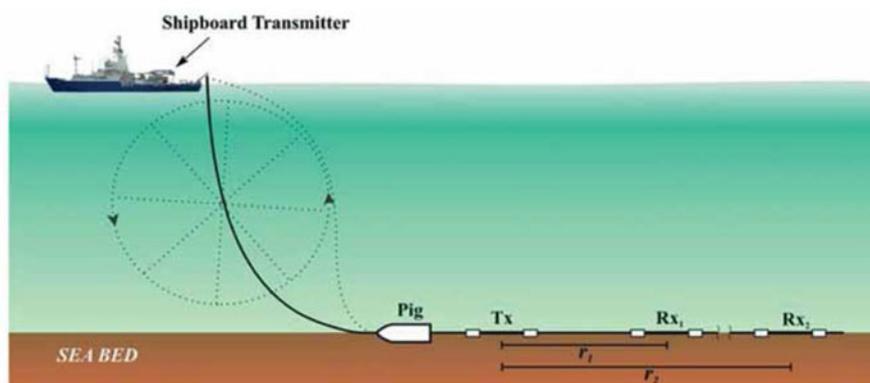


Рисунок 1.11. Типичная схема установки для донной буксируемой измерительной системы (из работы (Schwalenberg, Willoughby and Edwards, 2005)).

В работах (Cheesman, Edwards and Law, 1988; Chave, Constable and Edwards, 1992; Evans, 2007) описывается система, состоящая из горизонтального магнитного диполя в качестве источника и нескольких горизонтальных приёмных соленоидов, отнесённых на несколько десятков метров. Измерения выполняются в частотной области. Внешний вид приведён на рисунке 1.12.



Рисунок 1.12. Фотография буксируемой установки с горизонтальным магнитным диполем из работы (Evans, 2007).

Буксируемые установки получили большое развитие в инженерных приложениях. Например, метод Непрерывных Акваторных Зондирований, разработка которого началась в 1980-хх гг. на геологическом факультете Московского Государственного Университета (Методика, техника и результаты комплексных геофизических исследований на акватории р.Москвы, 1991; Модин, 2010). Схема установки приведена на рисунке 1.13.

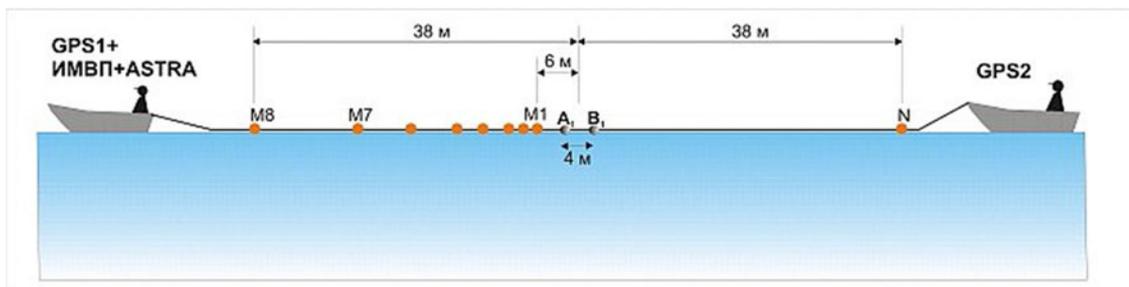


Рисунок 1.13. Схема установки Непрерывных Акваторных Зондирований (из (Модин, 2010)).

Морская модификация частотных зондирований разрабатывалась в Ленинградском Университете в 1980-1990е гг. (Молочнов и Рыбакин, 1987). Установка буксируется в толще воды и также предназначена для решения инженерных задач (рисунок 1.14).

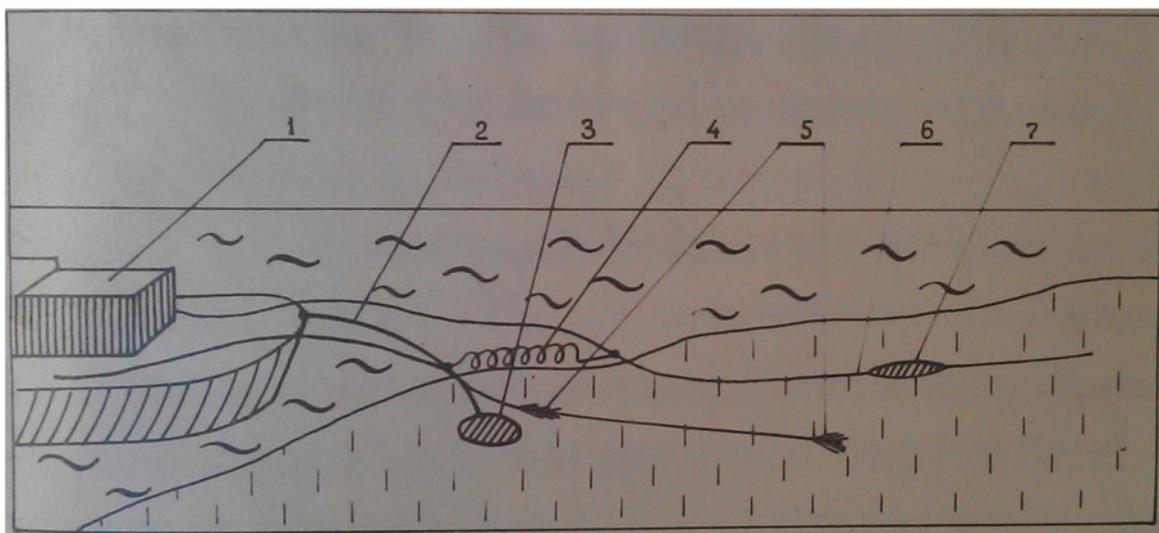


Рисунок 1.14. Установка морского частотного зондирования (показан срез толщи воды). 1-корма судна, 2-капроновый фал, 3- груз, 4-резиновый амортизатор, 5-генераторные электроды, 6- измерительная коса, 7-контейнеры с коммутаторами электродов ближних разносов. Из (Рыбакин, 1986).

1.3 Выводы к главе

Морская электроразведка с активным источником вышла из стадии сугубо академических приложений и стала поисковым инструментом в нефтегазовой отрасли относительно недавно – 10-15 лет назад. В настоящее время поиск месторождений углеводородов (УВ) осуществляется в диапазоне морских глубин от первых метров до первых километров. Существует большое количество технологий электромагнитных измерений с активным источником и способов их обработки. В целом, несмотря на то, что электромагнитные измерения вошли в промышленную стадию, в отрасли не сформировались жёсткие стандарты, как, например, в сейсморазведке. Это касается технологии проведения работ, форматов данных, используемой аппаратуры, программ обработки, способов оценки качества работ, оценки их стоимости. Как правило, каждый коллектив в той или иной мере разрабатывает собственную аппаратуру, технологию, формат данных, программное обеспечение. В настоящее время делаются отдельные попытки создать общий формат обмена исходными данными, а также интегрировать результаты электромагнитных измерений в существующие пакеты для построения геологической модели месторождения.

ГЛАВА 2. ГЕОМЕТРИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ НА МЕЛКОВОДЬЕ

2.1 Аппаратура и методика полевых измерений на мелководье

2.1.1 Общие замечания

В данном разделе описывается аппаратура и методика выполнения полевых измерений, которые были использованы при написании данной работы. Ключевые узлы и технологические решения разработаны ЗАО ЕММЕТ. При разработке заборных устройств системы возбуждения использован многолетний опыт морских полевых работ, выполненных в ГНПП «Севморгеология» начиная с 1970-х гг.

Разработанная система имеет ряд особенностей, связанных с тем, что она создавалась для мелководных работ (глубины моря от первых метров до нескольких сотен метров).

Во-первых, используется поверхностный источник. На мелководье такой источник не менее эффективен, чем придонный (Shallow water CSEM using a surface-towed source, 2010). Точность позиционирования поверхностного источника существенно выше и он технически проще.

Во-вторых, приёмная аппаратура разрабатывалась для регистрации мощных сигналов с большим динамическим диапазоном, характерных для измерений становления поля, а не слабых медленно меняющихся сигналов, на которые ориентированы большинство комплексов для выполнения глубинных геометрических зондирований. Это определило использование усилителей с небольшим усилением, автоматическое регулирование усиления, высокую частоту опроса. Уровень шума измерительного тракта в аппаратуре, использованной в данной работе, относительно высок ($2 \div 4 \cdot 10^{-7} \text{ В}/\sqrt{\text{Гц}}$). Ниже будет показано, что при измерении на мелководье длинными приёмными косами этот уровень существенно ниже уровня естественного шума.

В-третьих, современные работы в российских водах, особенно мелководные, почти всегда приходится выполнять на неспециализированных судах. Это происходит как из-за высокой стоимости аренды научно-исследовательских судов, так и с крайне ограниченным количеством таких судов.

2.1.2 Методика полевых измерений

Принципиальная схема выполнения работ показана на рисунке 2.1. Поле возбуждается ГЭЛ, буксируемой на поверхности воды. Сигнал регистрируется приёмными линиями, разложенными на дне моря. Регистрируется две ортогональные составляющие электрического поля E_1, E_2 . Вертикальная составляющая E_z часто не регистрируется, поскольку при мелководных измерениях её значение очень мало. Форма питающего тока - разнополярные прямоугольные импульсы с паузами. Длительность импульсов и пауз обычно составляет 4 с, длина полного цикла – 16 с, частота ведущей гармоники – $1/16 = 0.0625$ Гц. Полевые измерения выполняются следующим образом.

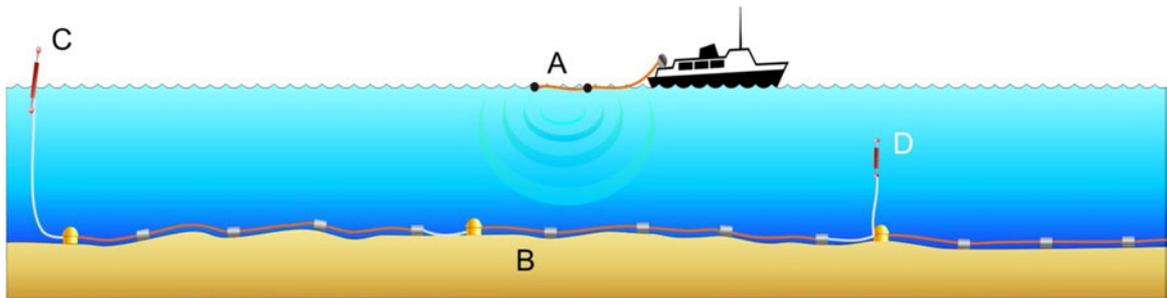


Рисунок 2.1 Принципиальная схема измерений (установка).

На первом этапе происходит расстановка приёмников. Расстановку приёмных линий (кос) обычно осуществляют цугом, когда за один проход выкладывается профиль 20÷30 км. В этом случае шаг по профилю обычно составляет ок. 500 м. После расстановки осуществляется пеленгование акустических транспондеров, установленных в корпусе логгеров, для уточнения её координат на дне. На втором этапе судно-источник буксирует генераторную линию по профилю, генерируя ток (осуществляет *отстрел*). При этом обеспечивается выход судна за пределы краевых станций на расстояние 10-15 км для обеспечения требуемой глубинности вдоль всего профиля. Опыт работ показал, что при использовании неспециализированных судов, особенно маломерных, минимальная возможная скорость составляет 4 узла (2 м/с). В противном случае судно теряет управляемость. При использовании научно-исследовательских судов с подруливающими двигателями скорость судна можно снизить до 1÷2 узлов (0,5÷1 м/с). При малой скорости движения увеличивается пространственная плотность записи, что приводит к улучшению результатов обработки. На третьем этапе осуществляется подъём приёмников. Во время сбора с поднятых станций скачиваются данные, станции реинициализируются и готовятся к новому циклу; начинается набортная предварительная обработка данных.

Все операции, по-возможности, координируются таким образом, чтобы осуществлять спускоподъёмные операции днём, а отстрел профилей ночью. Производительность съёмки существенно зависит от глубины моря, которая определяет время всплытия и погружения станций. В настоящее время успешные работы выполнены на глубинах до 240 м.

Поле возбуждается током переменной полярности (режим: плюс, пауза, минус, пауза). Длительность пропускания и пауз составляет 4 с; длительность всего цикла 16 с. Частота 1/16 Гц была выбрана потому, что она снижает эффект «воздушной волны» при работах на малых глубинах (см. раздел 2.3)

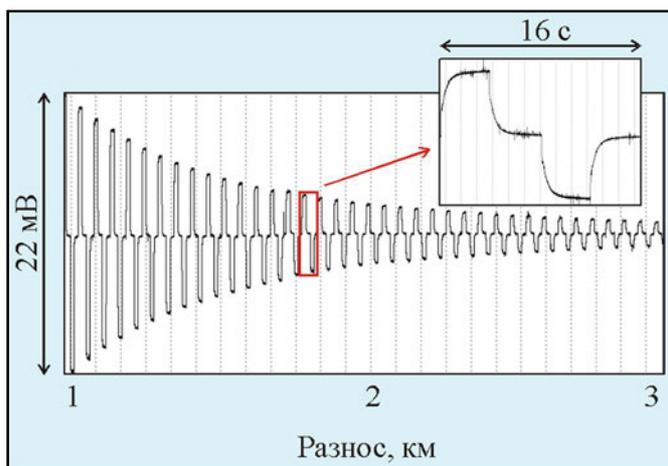
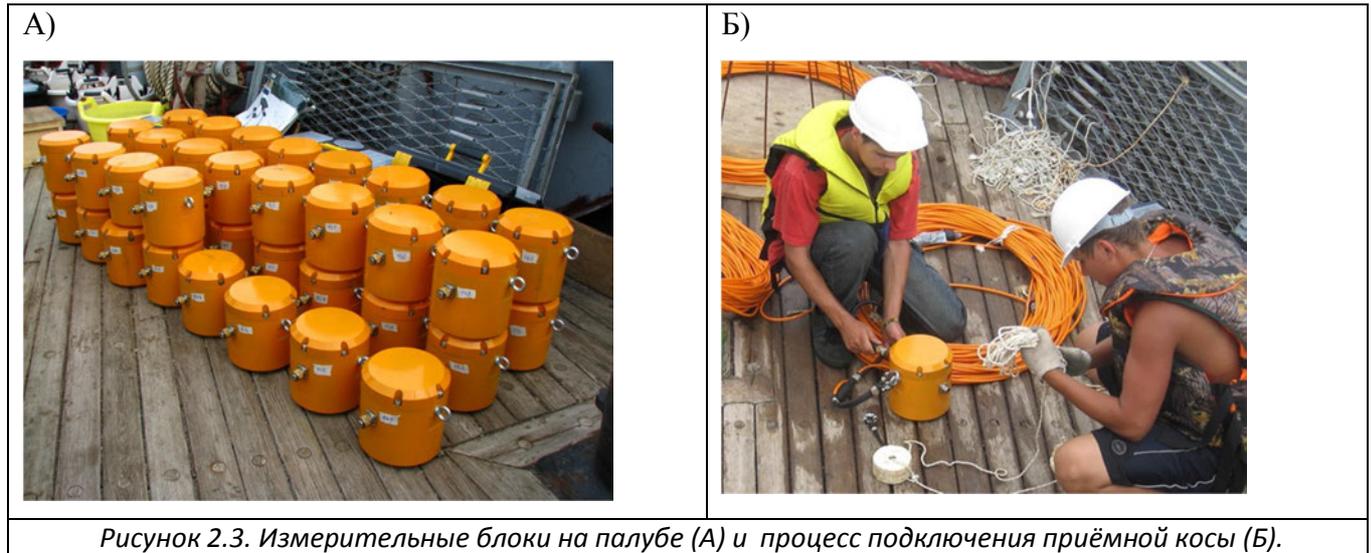


Рисунок 2.2. Фрагмент сигнала, записанного приёмником на глубине 10 м. Под разносом понимается расстояние от приёмника до генераторной линии.

Зависимость амплитуды сигнала от расстояния до источника обрабатывается как дистанционное зондирование на частоте 1/16 Гц. При обработке обычно используется 3-5 нечётных субгармоник (3/16 Гц, 5/16 Гц, и т.д.).

2.1.3 Система приёма

Кабельная система представляет собой электронный блок в герметичном корпусе, и подсоединяемую к ней приёмную косу. Внешний вид кабельных систем приведён на рисунке 2.3.



Длина приёмной косы составляет 525 м. На ней расположены 5 приёмных электродов, расстояние между которыми равняется 125 м. Электроды образуют 4 приёмных канала. В настоящее время используется схема коммутации, при которой электроды образуют 2 трёхточки длиной 250 м и 500 м, с общим центром, с измерением разности потенциалов ΔU и $\Delta^2 U$ на каждой трёхточке (таблица 2.1).

Таблица 2.1 Стандартная схема коммутации электродов в кабельной системе.

№ канала	Электроды	Тип канала	Длина приёмной линии
1	1,3,5	$\Delta^2 U$	500 м
2	1,5	ΔU	500 м
3	2,4	ΔU	250 м
4	2,3,4	$\Delta^2 U$	250 м

Использование разностных каналов $\Delta^2 U$ связано с дифференциальными измерениями становления поля, и в данной работе не рассматриваются.

Внутри корпуса станции расположены измерительный блок с кварцевым генератором частоты и ответная часть акустической системы. Каждый канал станции содержит 24-х разрядный дельта-сигма АЦП с предусилителем. АЦП управляются микроконтроллером, который обеспечивает задание параметров регистрации и запись результатов измерений в энергонезависимую память. Частота опроса АЦП обычно составляет 1000 Гц.

В настоящее время используется усилители адаптивным усилением и невысокими значениями коэффициентов усиления, изначально разработанные для регистрации

высодинамичных сигналов становления. Такие усилители обладают высоким входным сопротивлением (порядка первых МОм). Это позволяет использовать относительно высокоомные электроды и подводящие провода. Уровень шумов таких усилителей относительно высок (порядка 10^{-7} В/ $\sqrt{\text{Гц}}$). Тем не менее, ниже будет показано, что из-за используемых длинных приёмных кос и высокого уровня МГ шума и волновой помехи на мелководье, уровень аппаратного шума существенно ниже уровня внешних шумов. В последнее время была разработана и проходят испытания аппаратура с новым поколением усилителей уровень шума которых находится на уровне лучших мировых образцов и составляет 10^{-9} В/ $\sqrt{\text{Гц}}$. Тем не менее, низкие входные сопротивления таких усилителей (первые кОм) требуют повышенного внимания к сопротивлению подводящих проводов и электродов.

Станции снабжены термостатированные кварцевые осцилляторы. Отличие фактической частоты от фактической составляет порядка 10^{-7} (ок. 8 мс/сут). Для устранения этого сдвига каждая станция синхронизируется с сигналами точного времени перед постановкой и после всплытия. Накопленная невязка внутренних часов линейно разбрасывается по всему времени измерения путём коррекции частоты опроса при конвертации данных в формат обрабатывающей системы. Таким способом удаётся компенсировать большую часть ухода времени. Питание станций осуществляется от сменных солевых батарей. Некоторые параметры электронного блока приведены в таблице 2.2.

Таблица 2.2.
Параметры электронного блока кабельной системы.

1	Количество измерительных каналов	4
2	Предельная глубина погружения корпусов, м	700
3	Габаритные размеры, мм	Диаметр 200, высота 210
4	Разрядность АЦП	24
5	Эффективный уровень шумов (в зависимости от коэффициента усиления), мкВ	0.15÷1.5
6	Полный динамический диапазон, дБ	140
7	Напряжение питания, В	10÷16
8	Автономность работы (в зависимости от режима), сутки	10÷15
9	Емкость твердотельного накопителя данных, Гбайт	4÷8

При работе на мелководье кабельные системы имеют ряд преимуществ по сравнению с автономными донными станциями. Они проще и надёжнее, поскольку не имеют системы самовсплытия и бетонного якоря, внутреннего компаса и угломера, и, при работах в

транзитной зоне, акустической системы. Они дешевле в производстве, что позволяет быстро создать парк из нескольких сотен станций, необходимый при выполнении 3D съёмки. За счёт увеличения длины приёмной линии кабельные системы позволяют ослабить влияние ветрового волнения, которое оказывает катастрофическое воздействие на измерения в транзитной зоне.

К настоящему времени тестовые и коммерческие работы с кабельными системами на глубинах от 4 до 300 м в Каспийском и Чёрном морях.

2.1.4 Система возбуждения

Система возбуждения состоит из следующих основных элементов: лебедки, генераторной линии АВ, балластного устройства, дизель-генератора и аппаратуры генераторного комплекса. Общая схема системы возбуждения приведена на рисунке 2.4.

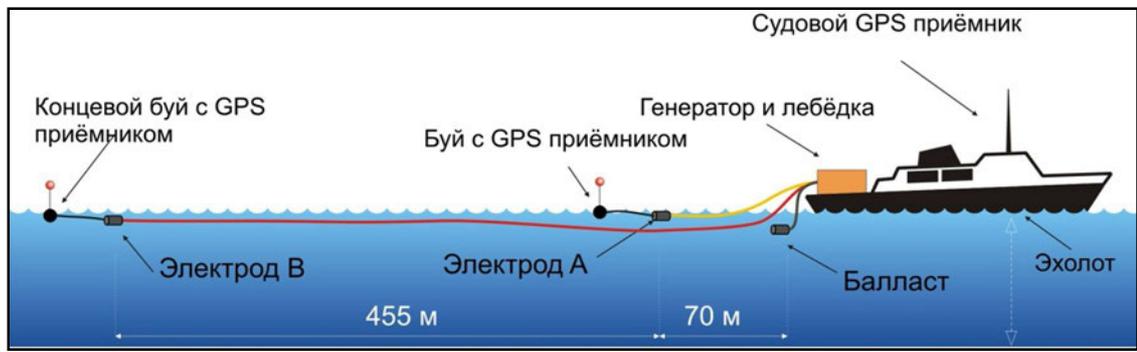


Рисунок 2.4 Общая схема системы возбуждения. Даны приблизительные размеры.

Внешний вид лебёдки с генераторным кабелем на борту судна-источника приведены на рисунке 2.5. Данные, использованные в данной работе, получены при использовании генераторной линии длиной от 400 от 500 м.



Рисунок 2.5. Судно-источник буксирует генераторную линию (Чёрное море, 2011 г.).

В качестве токовых и балластных электродов используются массивные графитовые трубы длиной ок. 2 м. Они относительно медленно разрушаются при пропускании больших токов. Во время буксировки тяжёлые электроды полностью находятся в воде. В рассматриваемых работах применяются разнополярные прямоугольные импульсы тока, разделённые паузами. Такая форма тока используется потому, что параллельно с геометрическими зондированиями выполняется измерение становления поля в паузах между импульсами. Такая форма тока делает необходимым использование балластного устройства, на которое подаётся нагрузка во время токовой паузы. Балласт представляет собой два близкорасположенных встречных диполя, и находится в воде за кормой судна.

В качестве энергетической установки используются судовой генератор. При выполнении измерений на маломерных судах часто возникает необходимость использовать внешний дизель-генератор. Аппаратура генераторного комплекса обеспечивает формирование импульсов тока заданной формы, синхронизацию фронтов импульсов с сигналами точного времени системы GPS и запись с частотой 100 Гц значений тока в питающей линии. Сила тока, который можно пропустить через морскую воду в большой степени зависит от солёности воды. Так, во время работ на Каспийском море, где УЭС воды менялось в пределах $0.4 \div 0.8$ Ом-м, значения силы тока изменялось от 300 А до 500 А. Такая сила тока при длине АВ равной $400 \div 500$ м создаёт момент 120-250 кАм. Фрагмент записи тока приведён на рисунке 2.6. В данном случае биения в начале каждого импульса связаны с особенностями судового генератора.

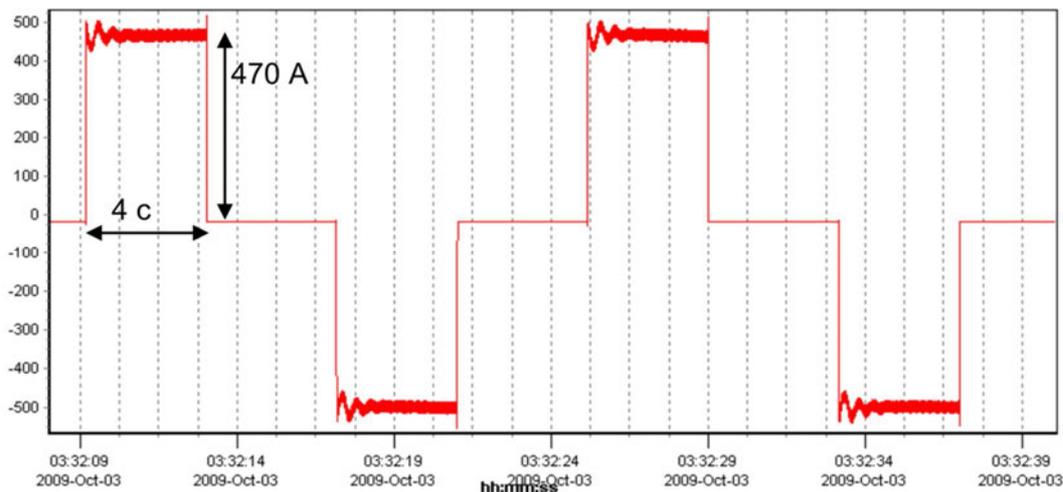


Рисунок 2.6. Фрагмент записи тока (Каспийское море, УЭС воды 0.6 Ом-м).

Позиционирование питающей линии осуществляется GPS-приёмниками, закреплёнными на буйках, которые закреплены на питающей линии вблизи питающих электродов (рисунок 2.7). На рисунке 2.7 приведена запись 5 GPS приёмников, буксируемых в приёмной косе во время полевых работ в Чёрном море в 2011 г (по два приёмника у каждого питающего электрода плюс

судовой приёмник). Система координат развёрнута таким образом, чтобы ось X совпадала с направлением профиля.

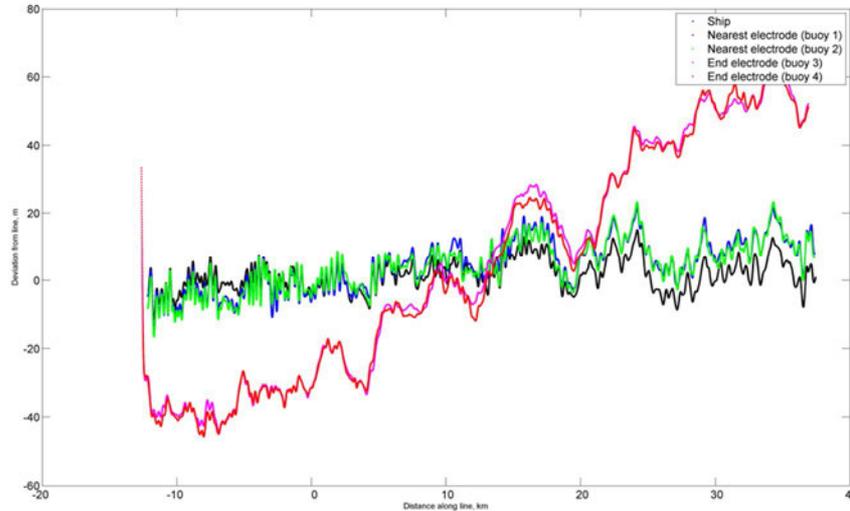


Рисунок 2.7 Сравнение 5 GPS-приёмников, буксируемых на приёмной косе. Ось X – расстояние вдоль профиля в км. Ось Y – отклонение от профиля, м. Две кривые красных оттенков – пара GPS приёмников, буксируемых рядом с дальним электродом В. Две кривые в синих тонах – пара GPS приёмников, буксируемых рядом с ближним электродом А. Чёрная кривая – трек судового приёмника, установленного на рубке.

Несовпадение треков двух приёмников, находящихся в одной точке соответствуют точности системы GPS (дисперсия 5-8 м). Отклонение электродов от профиля на 10-15 м вызваны рысканием судна (использовалось неспециализированное судно без подруливающих двигателей). Отклонения дальних электродов от линии профиля на 40 м и более связаны с изменением течения при движении профилю. Таким образом, использование поверхностного источника позволяет простыми средствами обеспечить точность планового позиционирования питающей линии до 10 м.

2.2 Физико-математические основы

2.2.1 Основные уравнения

Поведение электромагнитного поля в однородной среде описываются уравнениями Максвелла, которые могут быть записаны в виде (Светов, 2008):

$$\operatorname{rot}\mathbf{H}(t) = \mathbf{j}(t) + \frac{\partial \mathbf{D}(t)}{\partial t} + \mathbf{j}(t)_{\text{ст}}, \quad (2.1)$$

$$\operatorname{rot}\mathbf{E}(t) = -\frac{\partial \mathbf{B}(t)}{\partial t}, \quad (2.2)$$

$$\operatorname{div}\mathbf{D}(t) = p, \quad (2.3)$$

$$\operatorname{div}\mathbf{B}(t) = 0, \quad (2.4)$$

где $\mathbf{H}(t)$ и $\mathbf{E}(t)$ - вектора напряжённости магнитного электрического поля как функции от времени t , $\mathbf{B}(t)$ и $\mathbf{D}(t)$ - вектора магнитной и электрической индукции, $\mathbf{j}(t)$ - ток проводимости, $\mathbf{j}(t)_{\text{ст}}$ - сторонний ток, ρ - плотность зарядов. Связи между этими векторами в изотропной среде обычно задаются линейными уравнениями:

$$\mathbf{B}(t) = \mu \cdot \mathbf{H}(t), \quad (2.5)$$

$$\mathbf{D}(t) = \varepsilon \cdot \mathbf{E}(t), \quad (2.6)$$

$$\mathbf{j}(t) = \sigma \cdot \mathbf{E}(t), \quad (2.7)$$

где σ - проводимость среды, μ - магнитная проницаемость, ε - диэлектрической проницаемость. В немагнитной среде $\mu = \mu_0$, где $\mu_0 = 4\pi 10^{-7}$ Гн/м - магнитная проницаемость воздуха. К уравнениям (2.1)-(2.4) нужно добавить уравнение непрерывности тока:

$$\text{div}(\mathbf{j} + \mathbf{j}^{\text{ex}}) = -\frac{\partial \rho}{\partial t}. \quad (2.8)$$

В общем случае уравнение (2.8) не является независимым по отношению к уравнениям (2.1) и (2.3).

В данной работе рассматриваются электромагнитные поля в стационарном приближении, т.е. когда токами смещения, определяемыми слагаемым $\frac{\partial \mathbf{D}(t)}{\partial t}$ в уравнении (2.1) можно пренебречь. Также полагается, что в среде отсутствуют свободные заряды, т.е. $\rho = 0$.

Если первичное поле задать в виде гармонического сигнала, который колеблется с некоторой круговой частотой ω , то систему (2.1)-(2.4) с учётом сделанных замечаний и уравнений (2.5)-(2.7) можно записать в виде:

$$\text{rot} \mathbf{H} = \sigma \cdot \mathbf{E} + \mathbf{j}_{\text{ст}} \quad (2.9)$$

$$\text{rot} \mathbf{E} = -i\omega \mathbf{B} \quad (2.10)$$

$$\text{div} \mathbf{E} = 0 \quad (2.11)$$

$$\text{div} \mathbf{B} = 0 \quad (2.12)$$

Здесь и далее под $\mathbf{H}, \mathbf{E}, \mathbf{B}, \mathbf{j}_{\text{ст}}$ понимаются комплексные амплитуды. Запись уравнений Максвелла в виде (2.9)-(2.12) позволяет исключить из рассмотрения время и, таким образом, упростить исходную задачу. Компоненты электромагнитного поля в неустановившемся режиме могут быть найдены при помощи обратного преобразования Фурье.

В однородной кусочно-слоистой среде с изотропными параметрами напряжённости электрического и магнитного полей удовлетворяют неоднородным уравнениям Гельмгольца (Светов, 2008), которые в квазистационарном приближении могут быть записаны в виде:

$$\Delta \mathbf{E} + k^2 \mathbf{E} = i \cdot \omega \cdot \mu \cdot \mathbf{j}_{\text{ст}} - \frac{1}{\sigma - i\omega \varepsilon} \cdot \text{grad} \text{ div} \mathbf{j}_{\text{ст}} \quad (2.13)$$

$$\Delta \mathbf{H} + k^2 \mathbf{H} = -\text{rot} \mathbf{j}_{\text{ст}} \quad (2.14)$$

где $k^2 = i\omega \cdot \mu \cdot \sigma$ - квадрат волнового числа в квазистационарном приближении,

$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ - оператор Лапласа. Условия сопряжения на границе двух сред могут быть

сформулированы в виде (Кудрявцев, 1988):

$$\mathbf{n} \cdot (\mathbf{D}_2 - \mathbf{D}_1) = q_s, \quad (2.15)$$

$$\mathbf{n} \cdot (\mathbf{B}_2 - \mathbf{B}_1) = 0, \quad (2.16)$$

$$\mathbf{n} \times (\mathbf{E}_{2t} - \mathbf{E}_{1t}) = 0, \quad (2.17)$$

$$\mathbf{n} \times (\mathbf{H}_{2t} - \mathbf{H}_{1t}) = \mathbf{j}_s, \quad (2.18)$$

где \mathbf{n} - нормаль из среды 1 в среду 2, \mathbf{E}_t и \mathbf{H}_t - касательные составляющие напряжённостей электрического и магнитного поля, q_s - плотность поверхностного заряда, возникающего на контакте двух сред, \mathbf{j}_s - плотность тока, текущего через границу двух сред.

Часто задачу (2.13) или (2.14) упрощают путём введения электродинамических потенциалов, которые позволяют выразить компоненты электромагнитного поля через некоторое векторное поле. Задача, которая при этом преследуется, состоит в уменьшении числа скалярных функций, полностью определяющих компоненты поля и сведение исходной задачи к нескольким независимым дифференциальным уравнениям относительно этих функций. В этой связи можно отметить, что каждое уравнение (2.13)-(2.14) в декартовой системе координат может быть представлено как три независимых уравнения относительно X, Y и Z компонент поля.

2.2.2 Асимптотическое поведение поля

На практике часто приходится объяснять те или иные эффекты на качественном уровне. Для качественного описания поведения электромагнитного поля полезно рассмотреть некоторые предельные случаи. В рассматриваемых методиках измеряется электрическое поле, возбуждаемое горизонтальным источником, поэтому рассмотрение будет ограничено только электрической составляющей поля ГЭД. При этом будут рассмотрены приведены как для частотной области (гармонический режим), так и для временной области (неустановившийся режим). Везде далее индексы означают параметры слоя в слоистой модели начиная с верхнего полупространства (индекс 0).

Для описания поведения поля важными являются понятие дальней и ближней зоны гармонического источника. Их можно ввести, например, рассмотрев поле гармонического электрического диполя на поверхности однородного полупространства, которое на оси диполя имеет вид (например, Петров, 2000):

$$E_x = -\frac{P_x}{2\pi\sigma_1} \frac{1}{x^3} (1 + e^{-k_1 x} (1 + k_1 x)). \quad (2.19)$$

Здесь индекс 1 относится к параметрам нижнего полупространства. Поглощение электромагнитного поля на трассе между источником и приёмником описывается множителем e^{-kx} . Произведение $|kr|$ где r – разнос, называется приведённым расстоянием.

Согласно (Ваньян, 1997) условие дальней зоны выполняется при больших значениях приведённого расстояния $|kr| \gg 1$, условие ближней зоны выполняется при малых значениях $|kr| \ll 1$. Между дальней и ближней зоной находится промежуточная зона в которой $|kr| \approx 1$. Условие дальней зоны выполняется при больших разносах и высоких частотах, условие ближней зоны – при малых разносах и низких частотах. На практике в большинстве случаев требование $|kr| \gg 1$ можно заменить на $|kr| > 5 \div 7$ или даже $|kr| > 1$. Для численных оценок также используют длину волны в среде

$$\lambda = \sqrt{10^7 \rho T}, \quad (2.20)$$

и мощность скин-слоя

$$\delta = \frac{\lambda}{2\pi} \approx \frac{500}{\sqrt{\sigma \cdot f}} \quad (2.21)$$

где ρ - УЭС, σ - проводимость ($\sigma = 1/\rho$), T - период колебаний электромагнитного поля, f - частота колебаний электромагнитного поля ($f = 1/T$). В этом случае условие дальней зоны можно сформулировать как $r/\lambda \gg 1$, ближней зоны - $r/\lambda \ll 1$.

Для неустановившегося режима вводится параметр становления, имеющий размерность длины:

$$\tau = \sqrt{10^7 \rho 2\pi \cdot t}, \quad (2.22)$$

где t - время после включения (выключения) тока. В этом случае вводится понятие ранней стадии становления при $r/\tau \gg 1$, и поздней стадии при $r/\tau \ll 1$, между которыми находится промежуточная стадия.

В квазистационарном приближении пары понятия ближняя зона/поздняя стадия, дальняя зона/ранняя стадия, совпадают (Светов, 2008), и в данной работе употребляются как синонимы.

Рассмотрим измерения на поверхности однородного полупространства. Такая модель является предельным случаем мелководных измерений, которым настоящая работа. Поле гармонического ГЭД на поверхности однородного анизотропного полупространства в дальней зоне ($|kr| \gg 1$) описывается выражением

$$E_x = \frac{I\rho_{t1}}{2\pi \cdot r^3} \left(3\frac{x^2}{r^2} - 2 \right) e^{-zk_{t1}}. \quad (2.23)$$

Поведение поля ГЭД в дальней зоне определяется индукционной составляющей. Оно горизонтально поляризовано и не зависит от поперечного УЭС ρ_n . Оно зависит от разноса как $1/r^3$, т.е. убывает с разносом только за счёт геометрического рассеивания и разнос не может являться зондирующим фактором в этом случае. Плотность тока в земле на некоторой глубине $z = const$ при заданном продольном УЭС среды зависит от частоты поля. Частота поля входит в множитель $e^{-zk_{t1}}$, который описывает т.н. вертикальный скин-эффект. Другим асимптотическим случаем является ближняя зона ($|kr| \ll 1$). Наиболее просто выражения на поверхности анизотропного полупространства $z = 0$ выглядят на оси ГЭД и на его экваторе (Ваньян, 1997):

$$E_x^r = \frac{I\sqrt{\rho_{t1}\rho_{n1}}}{\pi \cdot r^3}, \quad (2.24)$$

$$E_x^\varphi = -\frac{I\sqrt{\rho_{t1}\rho_{n1}}}{2\pi \cdot r^3}. \quad (2.25)$$

Известно выражения плотности тока в земле $z > 0$ на экваторе диполя в случае для постоянного тока $\omega = 0$ (там же):

$$E_x^\varphi(\omega = 0) = -\frac{I\sqrt{\rho_{t1}\rho_{n1}}}{2\pi} \left(r^2 + (\Lambda_1 z)^2 \right)^{-3/2}. \quad (2.26)$$

Поле ГЭД в ближней зоне определяется преимущественно гальванической модой. Поле зависит от квадратичного УЭС $\sqrt{\rho_{t1}\rho_{n1}}$. Плотность тока на заданной глубине $z = const$ зависит от разноса r . В ближней зоне поле ГЭД близко по свойствам к ВЭЗ на постоянном токе. Однако на практике значение $|kr|$ никогда не становятся настолько низкими, чтобы поле стало потенциальным, и сохраняет слабую зависимость от частоты.

Рассмотрим поле ГЭД на дне глубокого океана, когда верхнее полупространство является проводящим ($\sigma_0 \gg \sigma_1$). Такая модель интересна, поскольку с момента своего возникновения метод CSEM разрабатывался для зондирования глубокого моря. Для изотропного случая при $\sigma_0 \gg \sigma_1$ известны аналитические выражения (там же):

$$E_x^r = \frac{I\rho_0}{2\pi \cdot r^3} e^{-k_1 r} \left(1 + k_1 r + k_1^2 r^2 \right) \quad (2.27)$$

на оси диполя; и

$$E_x^\varphi = \frac{I\rho_0}{2\pi \cdot r^3} e^{-k_1 r} (1 + k_1 r) \quad (2.28)$$

на его экваторе. Измерения выполняются вблизи дна $z = 0$ и $r = x$. Множитель $1/r^3$ определяет геометрическое рассеивание. Из-за разницы в проводимости поле сильно затухает в воде и распространяется от источника в приёмнике преимущественно через землю. В этом

заключается отличие донных зондирований от наземных ЧЗ, где поле достигает источника через верхнее непроводящее полупространство. Следствием этого является то, что поле убывает на трассе между источником и приёмником с увеличением разноса, но это убывание связано с индукционным затуханием поля в породах разреза (горизонтальный скин-эффект). На практике УЭС земли больше УЭС воды в конечное число раз $\sigma_0 > \sigma_1$. В этом случае, кроме горизонтального скин-эффекта существует вертикальный скин-эффект. Расчёты показывают (Ваньян и Пальшин, 1993), что основным зондирующим фактором в данном случае всё же является разнос; частота оказывает меньшее влияние. В отличие от наземных измерений, на дне глубокого моря не информативна ближняя зона и методы постоянного тока. В этом случае поле существует только в проводящем водном полупространстве и не связано сопротивлением земли.

Выше рассмотрено поведение поля ГЭД для предельных случаев дальней зоны/ранней стадии и ближней зоны/поздней стадии. Для выяснения применимости этих понятий в реальных условиях ниже выполнен ряд оценок применительно к рассматриваемым технологиям зондирования. Во время полевых работ на Каспийском море УЭС пород в большинстве случаев пород находилось в диапазоне от 1 Ом·м до 10 Ом·м, выходя из этого диапазона только на относительно небольших интервалах глубин. УЭС однородного полупространства, покрытого тонким слоем воды, которое наилучшим образом описывало измеренные кривые геометрического зондирования, в большинстве случаев было близко к 2÷3 Ом·м. Исходя из этого, были рассчитаны значения λ и δ как функций от УЭС полупространства на фиксированной частоте; и как функция от частоты возбуждающего поля при фиксированном УЭС среды (рисунок 2.8).

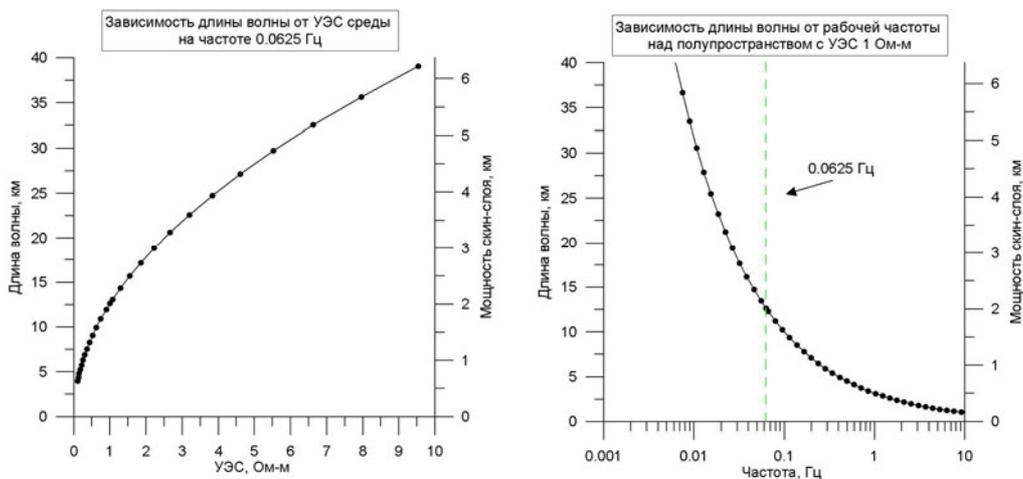


Рисунок 2.8. Длины волны в пространстве как функция от его УЭС(слева), и рабочей частоты (справа). Мощность скин-слоя отличается от длины волны множителем $1/2\pi$, поэтому на каждом графике приведена шкала для мощности скин-слоя.

Если принять сопротивление среды равным 3 Ом-м, то на частоте 0.0625 Гц длина волны составит ок. 20 км. Приняв величину максимального разноса, используемого в инверсии, на котором можно уверенно записать сигнал, равным 10 км, можно считать, что во всем диапазоне разносов мы находимся в ближней либо промежуточной зоне. При увеличении частоты возбуждения, начало дальней зоны смещается в сторону меньших разносов. В таблице 2.3 приведён расчёт приведённого расстояния для полупространства с сопротивлением 3 Ом-м на трёх частотах, которые чаще всего используются на практике.

Таблица 2.3.
Значение приведённого в среде с УЭС 3 Ом-м для разных частот.
 r – разнос, $|kr|$ -приведённое расстояние.

r , км	$ kr $, 0.0625 Гц	$ kr $, 0.3125 Гц	$ kr $, 1.0625 Гц
0,5	0.203	0.453	0.836
1	0.406	0.907	1.672
5	2.028	4.534	8.361
10	4.056	9.069	16.722
15	6.084	13.603	25.084

Результаты расчётов показывают, что почти во всём диапазоне частот и разносов измерения выполняются в промежуточной зоне за исключением самых больших разносов на частотах 0.3125 Гц и 1.0625 Гц, в которых возможен выход в дальнюю зону.

2.2.3 Проблема «воздушной волны»

Как было отмечено выше, в случае мелкого моря на достаточно высокой частоте или достаточно большом разнесе амплитуда принимаемого сигнала на фиксированной частоте начинает убывать как $1/r^3$, а фаза выходит на асимптоту. Это является следствием того, что первичное поле распространяется преимущественно в верхнем воздушном полупространстве. Пользуясь понятиями дальней и ближней зон источника этот эффект можно объяснить как постепенный выход в дальнюю зону. На практике это явление получило название эффекта «воздушной волны» (“air wave”).

На рисунке 2.9 для модели на одном из участков в Каспийском море приведены рассчитанные значения кривых геометрических зондирований на частотах 0.3125 Гц и 1.0625 Гц.

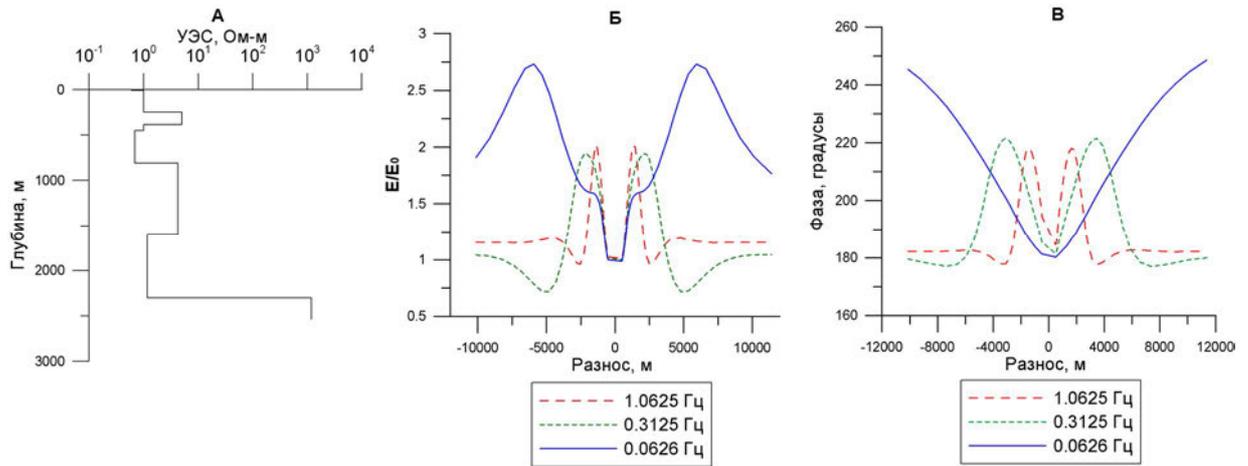


Рисунок 2.9. А) Модель. Б) Нормированные амплитуды геометрических зондирований на трёх частотах. В) Фазы геометрических зондирований.

Для изображения модуля использовалась нормировка:

$$F = \frac{|\Delta U_x|}{|\Delta U_x^0|}, \quad (2.29)$$

где ΔU_x - кривая геометрического зондирования для принятой модели (в данном случае осевая составляющая электрического поля), ΔU_x^0 - кривая геометрического зондирования для 1 Ом-м полупространства, покрытого водой⁴. С увеличением разноса и частоты происходит постепенный выход в дальнюю зону. На графиках это выражается в том, что нормированные амплитудные кривые выходят на горизонтальную асимптоту, а фаза принимает постоянное значение относительно к разносу. При уменьшении УЭС и уменьшении глубины моря начало дальней зоны смещается в сторону меньших разносов. Выход в дальнюю зону воспринимается как нежелательное явление, поскольку при этом плотность тока в земле теряет зависимость от разноса и эти участки кривых геометрических зондирований не несут информации об УЭС разреза. При этом использование узкого частотного диапазона (обычно 0.1 ÷ 5 Гц) не позволяет извлекать информацию о сопротивлении из частотной зависимости. Как было отмечено выше, при выполнении глубоководных CSEM выход в дальнюю зону не сопровождается потерей связи поля с УЭС разреза, поскольку в этом случае поле быстро затухает в верхнем водном полупространстве и связь с породами разреза обеспечивается за счёт горизонтального скин-эффекта. В ряде случаев применение частот ~1 Гц, оправданное на дне глубокого океана, при работах на мелководье приводило к выходу в дальнюю зону уже на разносах 5-7 км. Так появился термин «air wave», означающий особый вид помехи, присущий мелководным измерениям (по сути – первичное поле) и многочисленные способы борьбы с

⁴ Под «полупространством, покрытым водой» здесь и далее понимается двухслойная модель с непроводящим верхним полупространством, первым слоем с параметрами моря в точке наблюдения, и нижним полупространством, УЭС которого обычно равна 1 Ом-м. Необходимость введения такой модели связана с измерением поля на дне моря.

этим явлением (Løseth and Amundsen, 2007; Challenges in shallow water CSEM surveying: a case history from Southeast Asia. Chandola [et al.], 2007; Chen and Alumbaugh, 2011; и др.) (см. также Weiss, 2007). Для недопущения этого эффекта при зондированиях, данные которых использованы в настоящей работе, несущей была частота 0.0625 Гц.

2.2.4 Влияние конечной глубины моря

Выше были рассмотрено асимптотическое поведение гармонического ГЭД на поверхности полупространства и на дне глубокого моря для случая $\sigma_0 \gg \sigma_1$. На практике глубина моря и отношение σ_0/σ_1 конечны. Аналитических выражений для этих случаев не найдено, но поведение полей могут быть исследованы численно. При выполнении геометрических зондирований на дне глубокого моря при $\sigma_0 \cong \sigma_1$ электромагнитное поле затухает как в водном проводящем полупространстве, так и в породах разреза. При этом практически во всём диапазоне разносов плотность токов в горных породах на некоторой глубине связана как с разносом, так и с индукционным затуханием на поля на трассе между источником и приёмником. Это обстоятельство существенно увеличивает разрешение метода по сравнению методами потенциальных полей. Индукционное затухание определяет большие сдвиги фазы в принятом сигнале (6π рад и более на расстоянии 10÷15 км). Уровень сигнал/шум таких измерений быстро уменьшается с разносом, что определяет высокие требования к уровню собственных шумов приёмной аппаратуры и мощности источника. Уменьшение глубины моря приводит к увеличению в измеряемом сигнале вклада токов, индуцированных в непроводящем воздушном полупространстве. За счёт этого существенно повышается отношение сигнал/шум, но при этом вклад аномального поля, связанного с УЭС разреза, уменьшается. На рисунке 2.10 показано, как уменьшение глубины моря уменьшает аномальный эффект от изменения УЭС разреза.

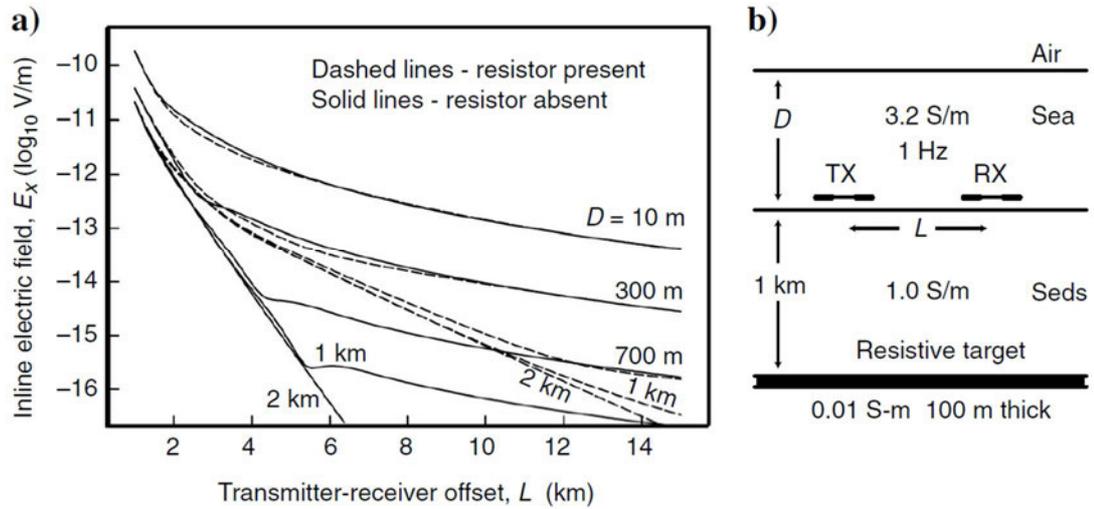


Рисунок 2.10. (по (Weiss, 2007)). а) Амплитуда осевой компоненты дипольно-осевой установки на частоте 1 Гц в зависимости от глубины моря (индекс кривых) при наличии высокоомной вставки (пунктир) и при её отсутствии (сплошная линия). б) Схематическое изображение установки и модели.

Как было отмечено выше, при геометрических зондированиях на малых глубинах целесообразно снизить частоту возбуждающего поля. При этом увеличивается вклад аномального поля в измеряемый сигнал. Распределение токов в разрезе также контролируется как разносом, так и скин-эффектом, но роль последнего сильно уменьшается из-за уменьшения частоты. Геометрическое зондирование на мелководье по свойствам приближается к ВЭЗ на постоянном токе, но всё же остаётся индуктивным. Низкая частота возбуждения при непрерывном движении источника создаёт сложности в обработке из-за малого количества доступных накоплений. Таким образом, с учётом сделанных замечаний, геометрические зондирования можно применять как при малой, так и при большой глубине моря.

Рассмотрим неустановившийся режим. На рисунке 2.11 приведены расчёты поля ГЭД, расположенного на разной глубине в однородном изотропном полупространстве.

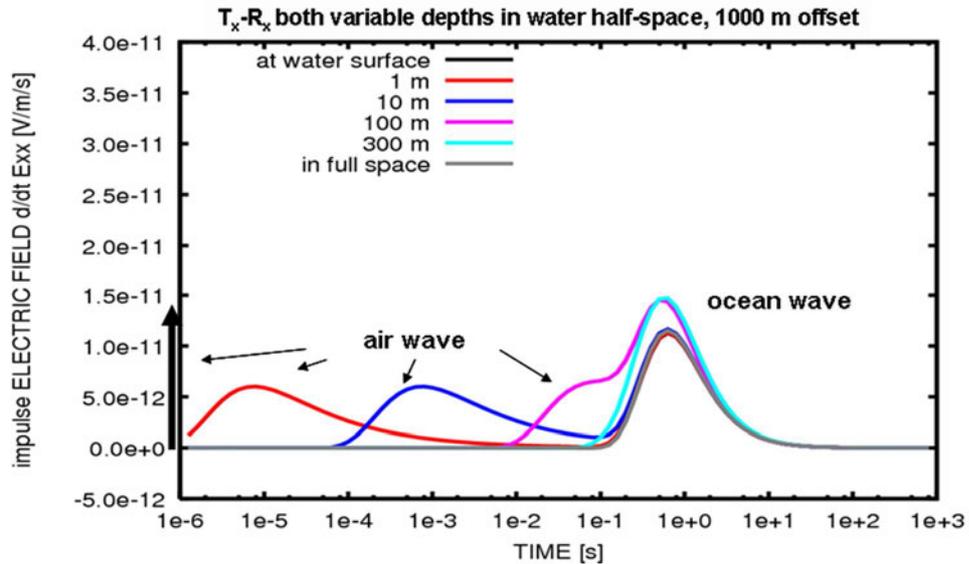


Рисунок 2.11 (по (Marine time domain CSEM – the first two years of experience, 2008)) Зависимость от времени производной осевой компоненты электрического поля ГЭД, расположенного на разной глубине в однородном полупространстве, при импульсном возбуждении. Разнос установки – 1 км., сопротивление полупространства – 0.3 Ом-м

В данном случае вместо принятой в отечественно литературе переходной характеристики $e(t)$, т.е. отклика среды на включение ступеньки тока, изображена импульсная характеристика $de(t)/dt$, т.е. отклик среды на дельта-импульс.

При малой глубине моря, аналогично наземным зондированиям в ближней зоне, первичное поле мгновенно (в соответствии с квазистационарным приближением) устанавливается в верхнем непроводящем полупространстве, и затем токи начинают диффундировать в латеральном и горизонтальном направлениях в породах разреза. При небольшой глубине моря часть поля, распространяясь в воде, также достигает верхнего непроводящего полупространства, затем мгновенно распространяется в нём без индукционного затухания и возбуждает разрез как плоская неоднородная волна в соответствии с принципами ранней стадии. Эта «волна», которая зависит от УЭС моря и геометрии установки, распространяется в воздухе и процесс её установления происходит намного быстрее, чем у токов, медленно диффундируют в относительно проводящей земле. Поэтому при малых глубинах моря обеспечивается разделение во времени первичного и вторичного полей за счёт большого контраста проводимостей $\sigma_0 \ll \sigma_1$. Аналогичное разделение обеспечивается при большой глубине моря, если землю можно считать непроводящей относительно моря $\sigma_0 \gg \sigma_1$ (см. расчёты на рисунке 2.12).

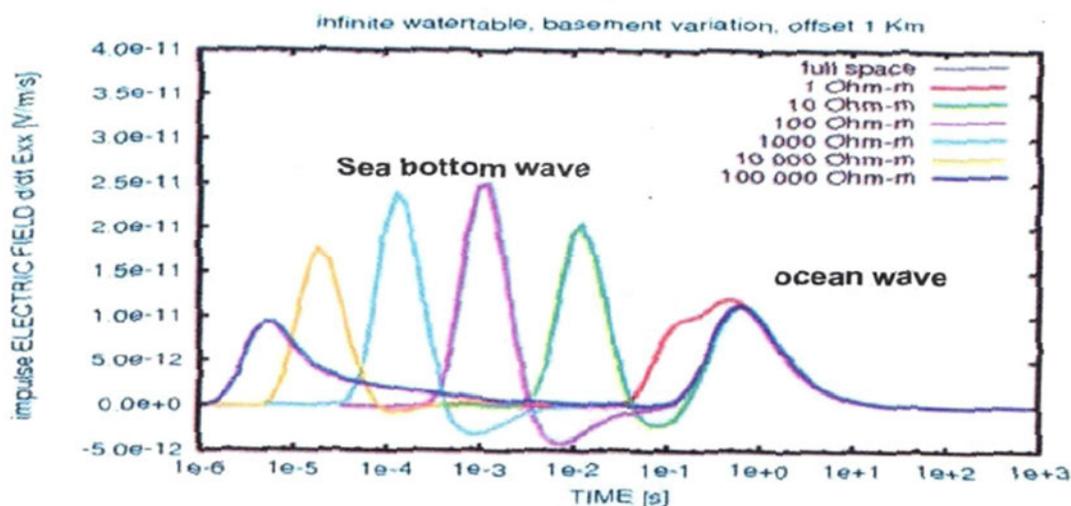


Рисунок 2.12 (по (Strack and Petrov, 2007)). Зависимость от времени производной осевой компоненты электрического поля ГЭД на границе двух полупространств (сверху – морская вода) при импульсном возбуждении. Разнос установки – 1 км. Кривые разного цвета соответствуют разным значениям удельного электрического сопротивления нижнего полупространства, сопротивление воды – 0.3 Ом·м.

В этом случае поле токов, индуцированных в породах разреза, регистрируется раньше поля, распространяющегося в воде (при этом ухудшаются условия измерения полезного сигнала). На практике проводимость воды, как правило, сравнима с проводимостью земли $\sigma_0 \cong \sigma_1$. В этом случае аномальный отклик от пород разреза и воды будут регистрироваться в одном временном диапазоне.

Приведённые расчёты показывают, что зондирования становлением поля в ближней зоне целесообразно применять при относительно малой глубине моря (до 300÷500 м), когда происходит разделение первичного и вторичного полей во времени. С учётом сделанных замечаний и того, что измерения во временной области менее помехоустойчивы по сравнению с измерениями в частотной области, применением зондирования становлением поля для получения УЭС разреза при глубоководных исследованиях представляется нецелесообразным. Это не относится к случаю, когда целью измерений является изучение ВП.

2.2.5 Кажущееся удельное сопротивление

В завершение этого раздела остановимся более подробно на способе представления измеренных данных. Выше были использованы нормированные значения сигналов геометрических зондирований (формула 2.29). Кажущееся (эффективное) удельное электрическое сопротивление ρ_k , традиционно применяемое в наземной геофизике, не получило распространения в морской электроразведке. Широкое использование ρ_k связано с

тем, что в некоторых асимптотических случаях, получивших широкое применение в разведочной геофизике, УЭС однородного полупространства ρ_1 или его степень появляются в выражениях для полей в виде множителя. Это даёт возможность определить ρ_1 путём нормирования измеряемых компонент поля на параметры диполя, которые численно равны полю диполя от однородного полупространства с единичным сопротивлением. Наиболее распространённые случаи: ГЭД на поверхности однородного полупространства при полностью установившемся поле (ВЭЗ на постоянном токе) (по (Ваньян, 1997) и (Электроразведка, 1980)):

$$E_x^r = \frac{I\rho_1}{\pi \cdot r^3}; \quad (2.30)$$

в дальней зоне гармонического ГЭД (частотные зондирования):

$$E_x = \frac{I\rho_1}{2\pi \cdot r^3} \left(3 \frac{x^2}{r^2} - 2 \right); \quad (2.31)$$

в дальней зоне гармонического ВМД (частотные зондирования):

$$E_\varphi = -\frac{3M\rho_1}{2\pi \cdot r^4}, \quad (2.32)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} B_z = \frac{9M\rho_1}{2\pi \cdot r^5}; \quad (2.33)$$

в дальней зоне ВМД в неустановившемся режиме (зондирования становлением в дальней зоне):

$$E_\varphi = \frac{3M\rho_1}{2\pi \cdot r^4} \quad (2.34)$$

в ближней зоне ВМД в неустановившемся режиме (зондирования становлением в ближней зоне):

$$\frac{\partial b(t)}{\partial t} = \frac{16\pi^3 \cdot \sqrt{2\pi} I \rho_1 r \sin \theta}{5\tau^5}. \quad (2.35)$$

Для (2.30)-(2.34) ρ_k вводится выражением:

$$\frac{F}{{}^0F} = \frac{\rho_k}{\rho_1}. \quad (2.36)$$

Для (2.35), с учётом (2.22), ρ_k вводится выражением:

$$\left(\frac{F}{{}^0F} \right)^{2/3} = \frac{\rho_k}{\rho_1} \quad (2.37)$$

где F - измеренное значение компоненты поля, 0F - значение компоненты поля над однородного полупространства с единичным УЭС. Указанные закономерности сохраняются, в тех случаях, когда измерения выполняются на некоторой глубине z и вертикальный скин-эффект проявляется в виде множителя e^{-z/k_1} , который сокращается при нормировке. Линейная или степенная связь между ρ_k и измеренными полями позволяет в численных процедурах минимизации вместо измеренных полей использовать ρ_k или $\log \rho_k$.

Существуют ситуации, когда определить ρ_1 путём нормирования не удаётся даже в простейших моделях. Например, осевая компонента электрического поля гармонического ГЭД на дне глубокого моря при $\sigma_0 \gg \sigma_1$ определяется выражением (2.27), где ρ_1 входит в множитель $1 + k_1 r + k_1^2 r^2$. Другой пример – нарушение условия дальней или ближней зон. Например, если геометрические зондирования выполняются в промежуточной области $|kr| \sim 1$, то для осевой составляющей электрического поля гармонического ГЭД на поверхности анизотропного полупространства нужно обращаться к выражению:

$$E_x = \frac{I\rho_1}{2\pi \cdot r^3} \left[\left(3 \frac{x^2}{r^2} - 2 \right) + e^{-k_1 r} (1 + k_1 r) \right] \quad (2.38)$$

вместо асимптотик (2.30), (2.31). В этом случае для определения УЭС полупространства можно выполнить, используя т.н. магнитные или электрические числа, представляющие собой нормированные значения соответствующих компонент поля как функций от приведённого расстояния $|k_1 r|$. Это преобразование взаимно-однозначно, но нелинейно, что делает нежелательным использование подобным образом полученного ρ_k в численных процедурах обращения⁵. Другой пример – измерение неустановившегося поля, когда начальная часть кривой может находиться в ранней стадии (2.36), а конечная – в поздней (2.37) (см. (Strack, 1992)).

В более общем случае установки конечных размеров преобразование измеренных сигналов в ρ_k может выполняться только численно и быть неоднозначным (становление поля в присутствии эффектов ВП; геометрическое зондирование с донным приёмом и поверхностным возбуждением на малых разностях). По этим причинам в настоящее время, особенно при выполнении площадных работ становлением поля или на низкочастотном переменном поле, ρ_k зачастую не используется вовсе (например, Тригубович, Персова и Соловейчик, 2009; Могилатов, Захаркин и Злобинский, 2007; Zach and Frenkel, 2009). При этом для качественной оценки сигналов может применяться любая трансформация наблюдаемых полей, например в форме (2.29). Задача, которая при этом преследуется, состоит в уменьшении динамического диапазона сигналов для качественной оценки их изменчивости вдоль профилей.

⁵ Нелинейная трансформация меняет закон распределения шума, который обычно полагается нормальным. Это ставит вопрос о правомерности нормальной системы уравнений, которые являются основой многих алгоритмов минимизации. Корректная оценка точности входных данных особенно важна при совместной инверсии измерений различного происхождения.

2.2.6 ТЕ и ТМ моды поля

При качественном анализе различных типов источников весьма полезным оказалось понятие ТМ и ТЕ мод электромагнитного поля. Показано (Светов, 2008), что для важного случая горизонтально-слоистой среды, ЭМ поле 4-х основных источников можно представить в виде суперпозиции двух полей: ТМ (*transverse magnetic*) моды, не имеющей вертикальной магнитной компоненты, и ТЕ (*transverse electric*) моды, не имеющего вертикальной компоненты электрического поля. Формальное разделение полей на два типа можно выполнить, например, выразив компоненты поля в горизонтально-слоистой среде **E** и **H** через вертикальную компоненту электрического векторного потенциала A_z^e и вертикальную компоненту магнитного векторного потенциала A_z^m (например, Ваньян, 1997); или же через пару скалярных функций (например, потенциалов Герца), удовлетворяющих по отдельности обыкновенным дифференциальным уравнениям второго порядка, правые части которых определяются через j_z (вертикальный сторонний ток), j_h^s и j_h^p (вихревая и потенциальная составляющие горизонтального стороннего тока) (Chave and Cox, 1982); возможны и другие способы.

ТЕ мода (поле магнитного типа или Н-поле) связана с системой токов, циркулирующих в горизонтальных плоскостях. В этом случае токи связаны между собой механизмом взаимной индукции. Возбуждается такая система токов индукционно (например, ВМД) и убывает по мере снижения частоты. Поле этого типа чувствительно к наличию тонких проводящих слоёв в разрезе, но мощность и проводимость таких слоёв не могут быть разрешены отдельно (S-эквивалентность). Важнейший для морской электроразведки объект поиска – тонкий слой высокого сопротивления – плохо проявляется в таком поле.

ТМ мода (поле электрического типа или Е-поле) связана с системой токов, текущих в вертикальных плоскостях. ГМД возбуждает чисто вихревое ТМ поле. ВЭД возбуждает как вихревое, так и потенциальное ТМ поле, причём известны морские реализации для очень низкочастотного питающего тока с измерением «почти» постоянного азимутального магнитного поля (First results of the MOSES experiment, 1985), а также для устанавливающегося поля (Vertical source, vertical receiver., 2009). Круговой электрический диполь, КЭД, предложенный в работе (Могилатов, 2002), возбуждает переменное потенциальное ТМ поле. В силу того, что токи пересекают границы слоёв, поле этого типа чувствительно к наличию в разрезе тонких слоёв с высоким УЭС, но мощность и УЭС таких слоёв не могут быть разрешены отдельно (Т-эквивалентность). В пределе слой очень высокого сопротивления экранирует нижележащую толщу.

При зондировании в частотной области влияние поперечного УЭС ρ_n уменьшается при увеличении разноса, по мере того, как условие дальней зоны выполняется с большей точностью. При зондированиях становлением поля влияние ρ_n на сигналы увеличивается со временем становления, по мере того как происходит переход из ближней зоны в дальнюю. Исключение составляет частный случай фундамента высокого сопротивления, когда токовые линии оказываются зажатыми между двумя изоляторами, а поле – Н-поляризованным (TE мода) (Могилатов, 2002).

2.3 Прямые и обратные задачи

В связи с высокими требованиями к точности подбора морских измерений, одномерная инверсия в настоящее время применяется только для моделирования простых ситуаций. Инверсия реальных полевых данных осуществляется в 2.5D либо 3D пакетах.

Решение прямых и обратных задач 2D и 3D задач геоэлектрики представляет собой обширную, быстро развивающуюся область (например (Avdeev, 2005)). Вместе с тем число пакетов, которые доведены до уровня, позволяющего использовать их для обработки производственных данных, относительно невелико.

Большая часть таких программных пакетов основаны на конечно-разностном методе, в котором система уравнений Максвелла аппроксимируется системой конечно-разностных уравнений на пространственной сетке (Спичак, 1983; Druskin and Knizhnerman, 1994; Controlled source electromagnetic inversion for resource exploration. Oldenburg [et al.], 2005; Commer and Newman, 2004; 3D inversion of marine CSEM data using a fast finite-difference time-domain forward code and approximate Hessian-based optimization. Zach [et al.], 2008; 2.5D forward and inverse modeling for interpreting low-frequency electromagnetic measurement. Abubakar [et al.], 2008; Mackie, Watts and Rodi, 2007; и др.).

К этой же группе относятся пакет Otze, разработанный C.Scholl и N.Yavich (Yavich and Scholl, 2012), который был использован в настоящей работе для выполнения 2.5D и 3D инверсии (см. ниже).

Достаточно активно в практике морской электроразведки применяются программы, использующие метод конечных элементов. Список программ, которые применялись для решения практических задач морской геоэлектрики с контролируемым источником, включает, но не ограничивается: (Li and Key, 2007; Решение трёхмерных нестационарных задач импульсной электроразведки. Иванов [и др.], 2007; Nechaev, Shurina and Botchev, 2008; Сравнение методов решения трёхмерных задач становления поля с использованием аппроксимаций в частотной и временной областях. Персова [и др.], 2013; и др).

Программы, основанные на методе интегральных уравнений, применяются относительно нечасто, однако известны впечатляющие примеры инверсии реальных морских измерений. Неполный список включает: (Dmitriev and Barashkov, 2012; 3D inversion of towed streamer EM data, 2011; и др.). К этой же группе относится программа А.А. Петрова (Петров, 1992), которая была использована в настоящей работе для 3D моделирования.

Для 2.5D и 3D моделирования и инверсии использовался пакет Otze, реализованный С. Scholl и Н.Б. Явичем (Yavich and Scholl, 2012). Прямая 2D задача, которая ввиду трёхмерности источника часто обозначаемая как 2.5D, решается методом конечных разностей в частотной области. Алгоритм минимизации основан на Тихоновской регуляризации (Тихонов и Арсенин, 1979) с выбором параметра регуляризации на каждой итерации. Кластерное время было предоставлено Fugro Electromagnetic Italy Srl.

Ниже приведено конспективное описание 2D модулей пакета, которые активно использовались автором.

Решение прямой задачи заключается в поиске компонент напряжённостей электрического и магнитного поля:

$$\begin{aligned} E &= (E_x(x, y, z), E_y(x, y, z), E_z(x, y, z)), \\ H &= (H_x(x, y, z), H_y(x, y, z), H_z(x, y, z)) \end{aligned} \quad (2.39)$$

для заданной геологической модели УЭС:

$$\rho = \begin{pmatrix} \rho_{xy}(x, y, z) & 0 & 0 \\ 0 & \rho_{xy}(x, y, z) & 0 \\ 0 & 0 & \rho_z(x, y, z) \end{pmatrix}. \quad (2.40)$$

Предполагается трансверсальная анизотропия УЭС. Компоненты электромагнитного поля удовлетворяют уравнениям Максвелла в частотной области, которые могут записаны в виде:

$$\begin{cases} \operatorname{rot} E + i\omega\mu_0 H = 0, \\ \operatorname{rot} H = \rho^{-1} E + J, \end{cases} \quad (2.41)$$

где ω – круговая частота, J – объёмная плотность сторонних токов, i – мнимая единица, $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м – магнитная проницаемость вакуума. Единственность, а также физический смысл решений системы (2.41) обеспечивается краевыми условиями на бесконечности:

$$E(x, y, z) = 0 \quad \text{и} \quad H(x, y, z) = 0 \quad \text{при} \quad |x| + |y| + |z| \rightarrow \infty. \quad (2.42)$$

Для 2D моделей трудоёмкость вычислений сокращается выполнением преобразование Фурье в направлении однородности модели (ось y):

$$\hat{E}(x, k_y, z) = \int_{-\infty}^{\infty} E(x, y, z) e^{-ik_y y} dy, \quad \hat{H}(x, k_y, z) = \int_{-\infty}^{\infty} H(x, y, z) e^{-ik_y y} dy, \quad (2.43)$$

где k_y – пространственная частота. Исключение зависимых неизвестных из Фурье-образов уравнений (2.41) приводит к следующей системе для $\hat{E}_y(x, k_y, z), \hat{H}_y(x, k_y, z)$ (Electromagnetic methods in applied geophysics, 2006):

$$\begin{aligned} -\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{K_{xy}^2 \rho_{xy}} \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{K_z^2 \rho_z} \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial z} \right) - ik_y \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{K_{xy}^2} \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{K_z^2} \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial x} \right) \right] + \rho_{xy}^{-1} \hat{E}_y = \\ = -\hat{J}_y + ik_y \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\hat{J}_x}{K_{xy}^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\hat{J}_z}{K_z^2} \right) \right], \quad (2.44) \\ -\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{K_z^2} \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{K_{xy}^2} \frac{\partial \hat{H}_y}{\partial z} \right) + i\omega \mu_0 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{K_z^2} \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{K_{xy}^2} \frac{\partial \hat{E}_y}{\partial x} \right) \right] + \hat{H}_y = \\ = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\hat{J}_x}{K_{xy}^2} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\hat{J}_z}{K_z^2} \right), \end{aligned}$$

здесь $\hat{J} = (\hat{J}_x(x, k_y, z), \hat{J}_y(x, k_y, z), \hat{J}_z(x, k_y, z))$ – преобразование Фурье плотности сторонних токов,

$$K_{xy}^2 = k_y^2 + \frac{i\omega\mu_0}{\rho_{xy}}, \quad K_z^2 = k_y^2 + \frac{i\omega\mu_0}{\rho_z}. \quad (2.45)$$

Найдя решение (2.44) для каждой из интересующих пространственных частот (возможно приближённое), и выполняя обратное преобразование Фурье, получают решения исходной прямой задачи,

$$E(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{E}(x, k_y, z) e^{ik_y y} dy, \quad H(x, y, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \hat{H}(x, k_y, z) e^{ik_y y} dy. \quad (2.46)$$

Для системы уравнений (2.44) краевые условия примут вид,

$$\hat{E}_y(x, k_y, z) = 0 \quad \text{и} \quad \hat{H}_y(x, k_y, z) = 0 \quad \text{при} \quad |x| + |z| \rightarrow \infty, \quad (2.47)$$

Однако такие условия затруднительно использовать в вычислительном методе. Поэтому в рассмотрение вводят достаточно большую прямоугольную расчётную область V , и краевые условия (2.47) заменяют аналогичными на её границе:

$$\hat{E}_y(x, k_y, z) = 0 \quad \text{и} \quad \hat{H}_y(x, k_y, z) = 0 \quad \text{на границе} V. \quad (2.48)$$

Замена условий (2.47) на (2.48) вносит некоторую ошибку, так как решение задачи (2.44), (2.47) заведомо отличается от задачи (2.44), (2.48). Однако эту ошибку можно сделать

сколь угодно малой в силу экспоненциального затухания ЭМ полей в геологических породах и солёной воде (Ваньян, 1997).

Вычислительная часть решения прямой задачи (2.47),(2.48) основывается на конечно-разностном (КР) подходе (Самарский, 1977). Расчётную область V покрывают линиями сетки, параллельными координатным осям. Характеристики используемой КР сетки определяют точность и эффективность решения прямой задачи. Шаг КР сетки диктуется длиной волны, удалённостью от источника, размерами источника. Это приводит к КР сеткам, неоднородным в горизонтальном и вертикальном направлениях. Рисунок 2.13 иллюстрирует типичную используемую сетку.

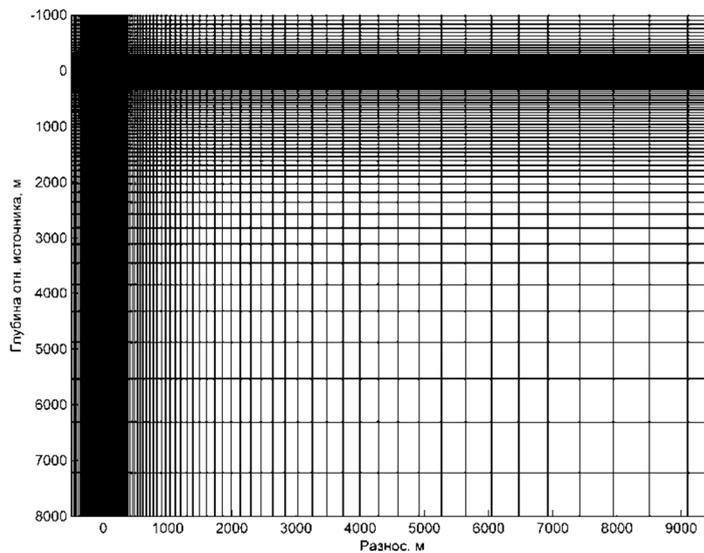


Рис. 2.13. Конечно-разностная сетка в части расчётной области (источник находится в начале координат)

Зависимость шага КР сетки от длины волны влечёт за собой зависимость от частоты зондирования. Поэтому для зондирований, использующих несколько частот, необходимо либо генерировать отдельные КР сетки, либо генерировать одну, удовлетворяющую требованиям наибольшей и наименьшей частоты (шаг сетки пропорционален длине волны от наибольшей частоты, а размер расчётной области пропорционален длине волны от наименьшей частоты).

В конечно-разностном подходе поиск полей \hat{E}_y и \hat{H}_y , определённых в области V , заменяется поиском полей, определённых лишь конечном числе точек, называемыми степенями свободы:

$$\hat{E}_y \approx \left\{ E_{i-\frac{1}{2},k-\frac{1}{2}} \right\}_{i=1,k=1}^{i=N+1,k=K+1}, \quad \hat{H}_y \approx \left\{ H_{ik} \right\}_{i=1,k=1}^{i=N,k=K} \quad (2.49)$$

Де факто, стандартом является использование степеней свободы, изображённых на рисунке 2.14, предложенных в работе (Yee, 1996).

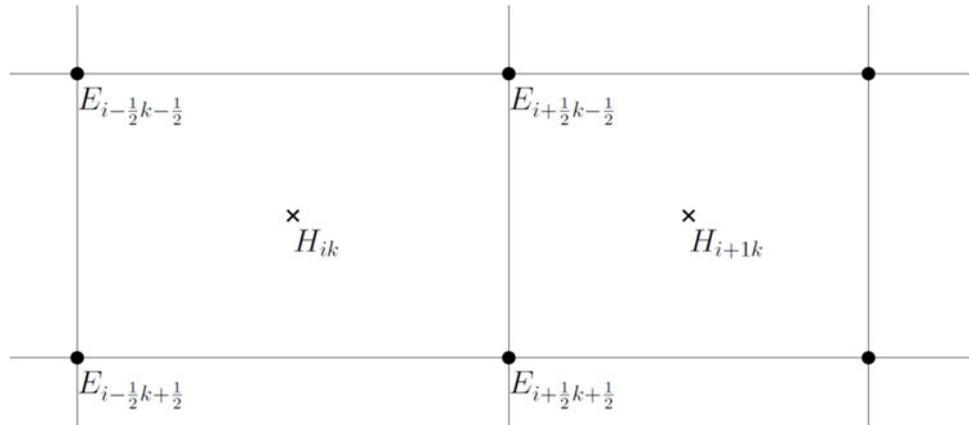


Рис. 2.14 Степени свободы для дискретизации уравнений (5), электрическое поле •, магнитное поле ×

Такое расположение позволяет избежать интерполяции на этапе дискретизации уравнений.

Затем дифференциальные операторы системы (2.44) заменяют конечно-разностными аналогами, что в результате приводит к системе линейных алгебраических уравнений. Вопрос осреднения коэффициентов УЭС, необходимого при построении этой системы, рассмотрен ниже. Её размер составляет от тысяч до сотен тысяч неизвестных, а матрица имеет разреженную структуру. Эллиптичность задачи (2.44) и краевые условия (2.48) влекут невырожденность матрицы. Перечисленные свойства позволяют находить решение системы как точными, так и итерационными методами. Однако, с практической точки зрения, итерационные методы применяют лишь в случаях, когда уже найдено приемлемое начальное приближение (например, с близкой частоты или геологической модели), так как в противном случае потребуется существенное количество итераций метода. Это связано с отсутствием алгоритмов эффективного предобуславливания системы (2.44).

Конечно-разностное моделирование требует определения УЭС в ячейках КР сетки. Поэтому для сложных геологических моделей (включающих, например, рельеф дна, выклинивания и пр.) зачастую рекомендуют прибегать к конечно-элементному моделированию, имеющему существенное преимущество в геометрической гибкости расчётных сеток. Но это не обязательно. Например, работа (A finite difference scheme for elliptic equations with rough coefficients using a Cartesian grid nonconforming to interfaces. Moscow [et al.], 1999), предлагает несколько алгоритмов осреднения коэффициентов дифференциального уравнения по КР сетке.

Методика осреднения, использованная в рамках данного проекта, основана на принципе совпадения сопротивлений. Пусть для некоторой прямоугольной ячейки, заданной на координатной плоскости $[x_1, x_2] \times [z_1, z_2]$, требуется определить осреднённое горизонтальное

удельное сопротивление ρ_{xy}^h на основе удельного сопротивления геологической модели $\rho_{xy}(x, z)$. Горизонтальное сопротивление может быть записано через обе величины (там же):

$$R_x = \rho_{xy}^h \frac{x_2 - x_1}{z_2 - z_1},$$

$$R_x = \left[\int_{z_1}^{z_2} \left(\int_{x_1}^{x_2} \rho_{xy}(x, z) dx \right)^{-1} dz \right]^{-1}. \quad (2.50)$$

Эти соотношения позволяют получить выражение для ρ_{xy}^h ; аналогично можно вывести осреднённое вертикальное удельное сопротивление ρ_z^h .

В задачах инверсии электромагнитных данных приём осреднения $\rho_{xy}(x, z)$ и $\rho_z(x, z)$, описанный выше, применяют в следующей форме. Неизвестные априори УЭС предполагают кусочно-постоянными, причём постоянство имеет место на прямоугольных ячейках, образующих т.н. модельную сетку. Модельные сетки выбирают на основании геологических предпосылок (например, конформно к сейсмическим горизонтам) и разрешающей способности используемой геофизической установки. Модельная сетка лишь параметризует неизвестные и поэтому может быть геометрически весьма гибкой, в частности её не ограничивают требованием совместности ячеек. Распределения УЭС, заданные на модельной сетке, пересчитывают с помощью формулы (2.50) на ячейки КР сетки.

Из вышеизложенного вытекает важность выбора оптимальной КР сети. Параметры генератора КР сеток выбирались на основании сравнения 2.5D решения с 1D решением для модели с горизонтальными границами. На рисунке 2.15 показаны значения УЭС в ячейках конечно-разностной сети для одного расчётного источника после гомогенизации входной модели.

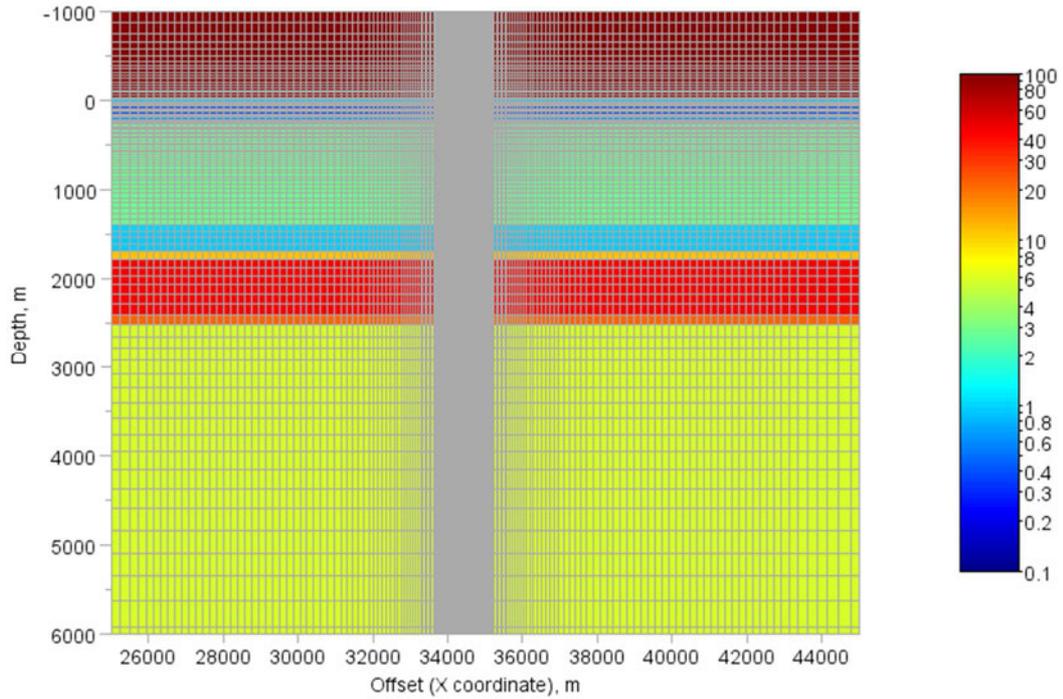


Рисунок 2.15. Значения конечно-разностной сети после гомогенизации входной модели. Цветовая шкала в Омм. Воздух – изолятор.

Источник конечной длины, находящийся на контрастной границе воздух/вода потребовал от авторов программы изменения в генераторе сеток, который изначально проектировался для других задач. Перед началом вычислений параметры генератора сеток выбирались так, чтобы обеспечить совпадение 1D и 2D решений над моделью с плоско-параллельными границами. В итоге двумерные КР сетки обеспечивали разницу между 1D решением и 2.5D решением менее чем 1,3% во всём диапазоне частот и разносов (рисунок 2.16).

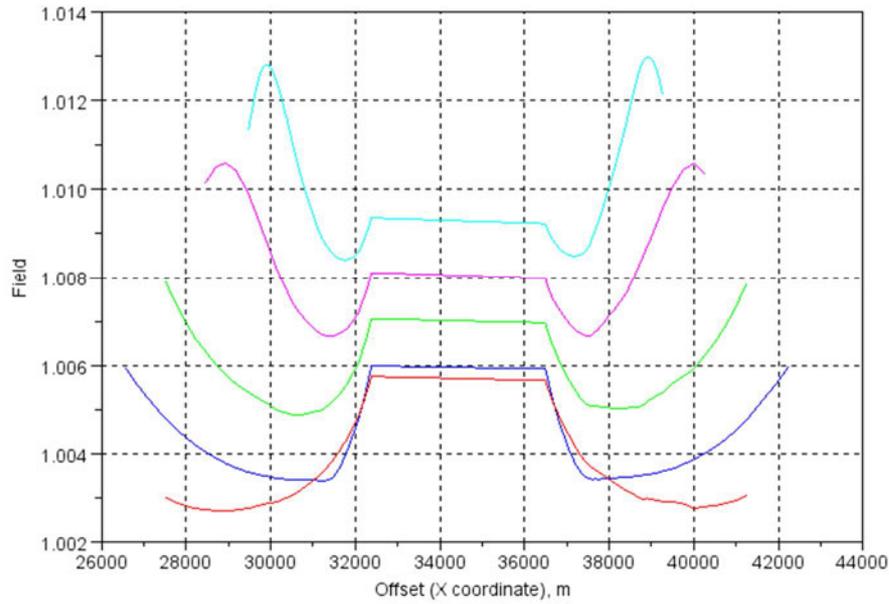


Рисунок 2.16. Отношение 2.5D решения к 1D решению как функция от разноса на разных частотах.

Решение обратной задачи, реализованное в программе, основано на регуляризованном решении по Тихонову (Тихонов и Арсенин, 1970). Минимизировался обобщённый функционал:

$$\Phi = \|\mathbf{W}(\mathbf{d} - f(\mathbf{m}))\|^2 + \beta(\alpha_1 R_1 + \alpha_2 R_2 + \alpha_3 R_3),$$

$$R_1 = \|\mathbf{W}_1(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2,$$

$$R_2 = \|\mathbf{W}_2(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2,$$

$$R_3 = \|\mathbf{W}_3(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2, \quad (2.51)$$

где \mathbf{W} – диагональная матрица с обратными оценками неопределённости данных, \mathbf{d} – вектор измеренных значений, \mathbf{m} – вектор параметров модели, f – оператор прямой задачи, β – параметр регуляризации, \mathbf{W}_1 – матрица, горизонтальный дифференциальный оператор, \mathbf{W}_2 – вертикальный дифференциальный оператор, \mathbf{W}_3 – разностный оператор, $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ – константы, определяющие вклад в общий стабилизатор его отдельных частей R_1, R_2 и R_3 отвечающих, соответственно, за горизонтальную, вертикальную гладкость модели и уклонение модели от стартовой модели \mathbf{m}_{apr} .

Минимизация (2.51) в 2D инверсии выполнялась итерационно методом наискорейшего спуска (Zhdanov, 2002) с вычислением якобиана в соответствии с идеями, предложенными в (Calculation of sensitivities for the frequency-domain electromagnetic problem. McGillivray [et al], 1994).

2.4 Моделирование

В настоящем разделе на синтетических данных демонстрируется технология построения разреза УЭС по данным геометрических зондирований с донными кабельными приёмниками при небольшой глубине моря. Моделирование выполнено на часто встречающихся моделях, состоящих из относительно низкоомного верхнего этажа осадочного чехла и более высокоомного нижнего.

Существует большое число работ, посвящённых 1D моделированию геометрических зондирований (например, (Key, 2009)). Большинство из них выполнено для глубины моря несколько сот метров и более. Представляется полезным привести результаты моделирования для случая мелкого моря.

Для построения модели были использованы скважинные данные из северной части Охотского моря (рисунок 2.17).

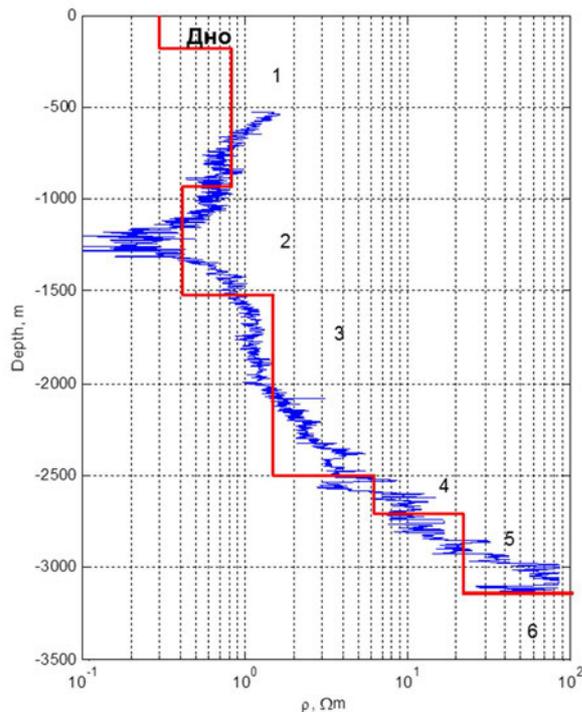


Рисунок 2.17. Каротажная кривая большого градиент-зонда (синий), и построенная на его основе базовая модель для 1D моделирования (красный).

Этот разрез был использован потому, что до глубины 2,5 км УЭС является низким без высокоомных толщ. Это благоприятно для выделения залежей УВ электромагнитными методами. До глубины 2,5 км разрез может считаться в этом смысле «эталонным».

Глубина моря в точке бурения равнялась 178 м. Разрез до глубины 2500 м сложен преимущественно кремнистыми осадочными породами с той или иной долей терригенно-

осадочного материала. С 2500 м до 2900 залегает комплекс сложенный переслаиванием конгломератов и алевролитов с пропластками песчаников и углей, который подстилается вулканогенно- и терригенно-осадочными породами. Для составления базовой геоэлектрической модели доступный интервал глубин был разделён на шесть комплексов. УЭС каждого из них вычислялось по данным электрического каротажа в соответствии с (Хмелевской, 1970):

$$\rho_l = \frac{\sum h_i}{\sum h_i \rho_i} \quad (1)$$

где h_i – шаг каротажной кривой, ρ_i – значения УЭС на каротажной диаграмме, а суммирование выполняется в интервале глубин данного комплекса. Параметры вмещающей среды сведены в таблицу 2.1.

Таблица 2.1. Параметры вмещающей среды.

Мощность, м	УЭС, Ом	Прим.
178	0.3 Ом	Вода
750	0,8	Комплекс 1
590	0,4	Комплекс 2
980	1,5	Комплекс 3
210	6,2	Комплекс 4
390	22,2	Комплекс 5
∞	100	Комплекс 6 (фундамент)

Залежь моделировалась слоем мощностью 100 м с УЭС равным 100 Ом. Были созданы три модели, которые отличались глубиной залегания кровли залежи: 1300 м, 2000 м и 2200 м. Для каждой модели рассчитывались реальная и мнимая составляющая осевой компоненты ΔU_x на 10 частотах расположенных в диапазоне 0.01-2 Гц с логарифмически равномерным шагом. Диапазон разносов составлял от 0,5-10 км. После этого выполнялась Оккамовская (сглаженная) инверсия синтетических данных. Шум полагался нормальным некоррелированным. Дисперсия шума была равна 3% от амплитуды входного сигнала. Сопротивление земли в стартовой модели равнялось 2 Ом.

Для целей данной работы автором была реализована собственная программа обращения, основанная на работах (Constable, Parker and Constable, 1987; Farquharson and Oldenburg, 1998; Яновская и Порохова, 2004). Для расчёта 1D прямой задачи использовалась библиотека А.А.Петрова (Петров, 2000).

Задача минимизации ставится в форме минимизации параметрического функционала Тихонова (Тихонов и Арсенин, 1979):

$$\Phi = \phi_d + \beta \phi_m \rightarrow \min, \quad (1)$$

где ϕ_d - функционал невязки, β - параметр регуляризации, ϕ_m - стабилизирующий функционал. Минимум функционала Φ отыскивается итерационно многомерным методом Ньютона. На каждой итерации n рассчитывается поправка $\Delta \mathbf{m}$ к существующей модели \mathbf{m}^{n-1} . Для этого решается система уравнений относительно $\Delta \mathbf{m}$:

$$\left(A^T W_d^2 A + \beta_n \sum_{k=1}^2 \alpha_k W_k^2 \right) \Delta \mathbf{m} = A^T W_d^2 \Delta \mathbf{d}^{n-1} + \beta_n \sum_{k=1}^2 \alpha_k W_k^2 (m^* - m_{n-1}) \quad (9)$$

Здесь $A = \frac{\delta F(\mathbf{m}^{n-1})}{\delta \mathbf{m}}$ - матрица производных оператора прямой задачи по параметрам модели в точке $\mathbf{m} = \mathbf{m}^{n-1}$, $\Delta \mathbf{d}^{n-1} = \mathbf{d}^{obs} - F(\mathbf{m}^{n-1})$, β_n - значения параметра регуляризации, выбранное тем или иным способом для данной итерации, α_1 и α_2 - задаваемые параметры, определяющие вес слагаемых стабилизатора, W_1 - тридиагональная матрица вида:

$$W_1 = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & \dots \\ -1 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & -1 & 1 & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \end{bmatrix},$$

W_2 - единичная матрица, m^* - референсная модель. Условием сходимости служит стабилизация взвешенной невязки:

$$\chi_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{F(\mathbf{m}^{n-1})_i - d_i^{obs}}{\sigma_i} \right)^2},$$

где σ_i - оценка дисперсии входных данных. Выбор параметра регуляризации β , выполняется на каждой итерации в соответствии с (Constable, Parker and Constable, 1987).

Результаты инверсии синтетических данных для трёх моделей приведены на рисунках 2.18, 2.19 и 2.20.

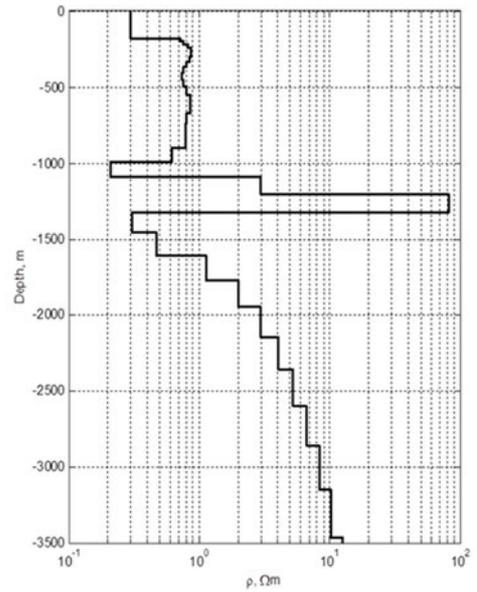
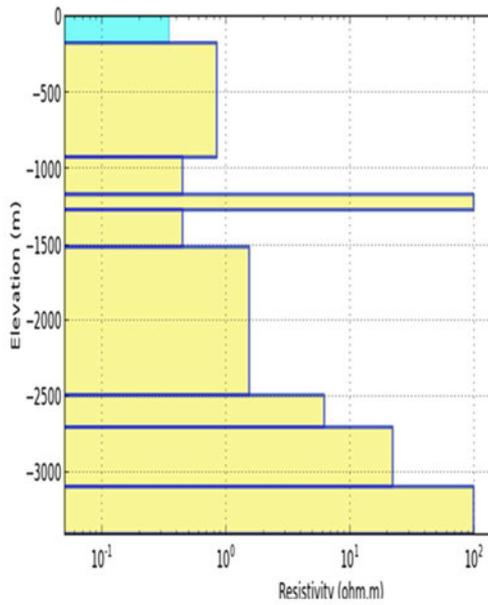


Рисунок 2.18. Результат 1D инверсии для залежи на глубине 1300 м. Слева - синтетическая модель, справа – результат Оккамовской инверсии, стартующей с полупространства.

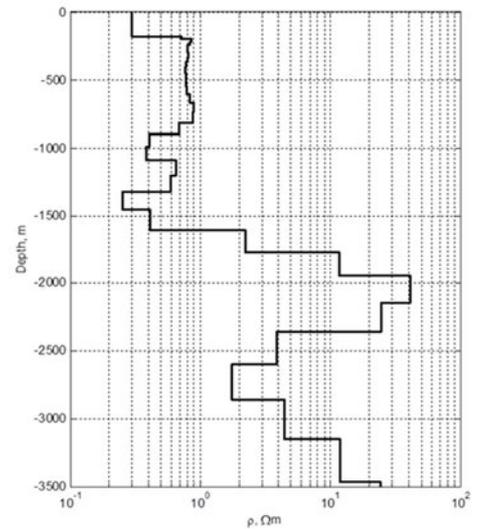
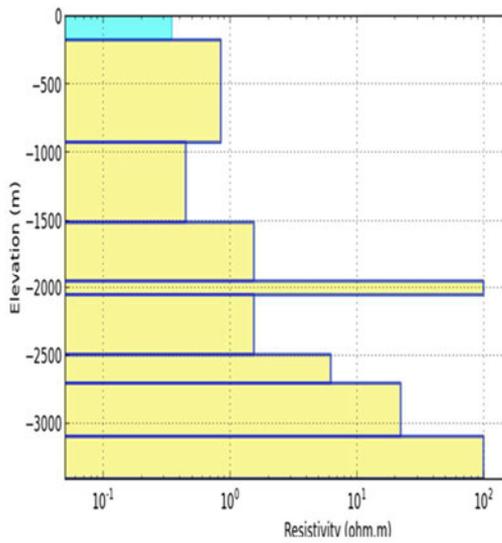


Рисунок 2.19. Результат 1D инверсии для залежи на глубине 2000 м. Слева - синтетическая модель, справа – результат Оккамовской инверсии, стартующей с полупространства.

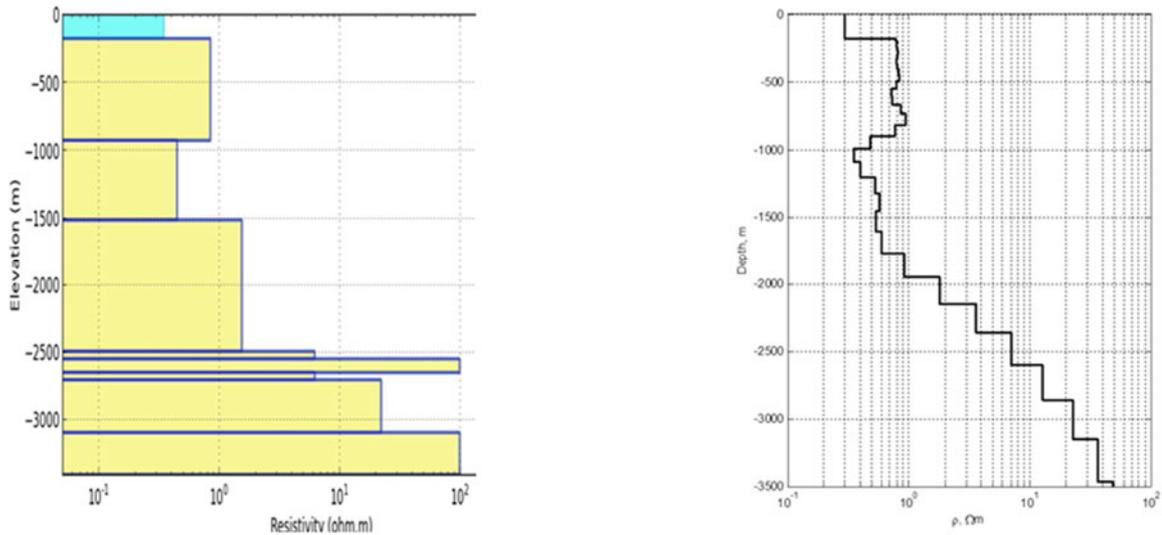


Рисунок 2.20 Результат 1D инверсии для залежи на глубине 2200 м. Слева - синтетическая модель, справа – результат Оккамовской инверсии, стартующей с полупространства.

Из приведённых результатов следует, для одномерного случая предельная глубина обнаружения наличие залежи составила 2 км. Ниже отметки 2 км резко увеличивается УЭС вмещающей среды и, соответственно, понижается контраст УЭС.

Следует отметить, что полученная оценка глубинности является оптимистической в силу довольно широкого диапазона частот, относительно низкой для практики дисперсия шума, а также сделанных предположений об одномерности среды. Очевидно, что аномалии над горизонтально-слоистой моделью, предполагающей бесконечно протяжённую по латерали залежь, будут заведомо больше, чем аномалии над реальными трёхмерными телами конечных размеров.

Чтобы оценить влияние конечных размеров тела по одному измерению, было выполнено моделирование на 2D модели. Для построения базовой модели были использованы те же каротажные данные с северного шельфа Охотского моря. Для задания УЭС вмещающей среды осреднение УЭС выполнялось аналогично изложенному выше, но в меньших глубинных интервалах (рисунок 2.21).

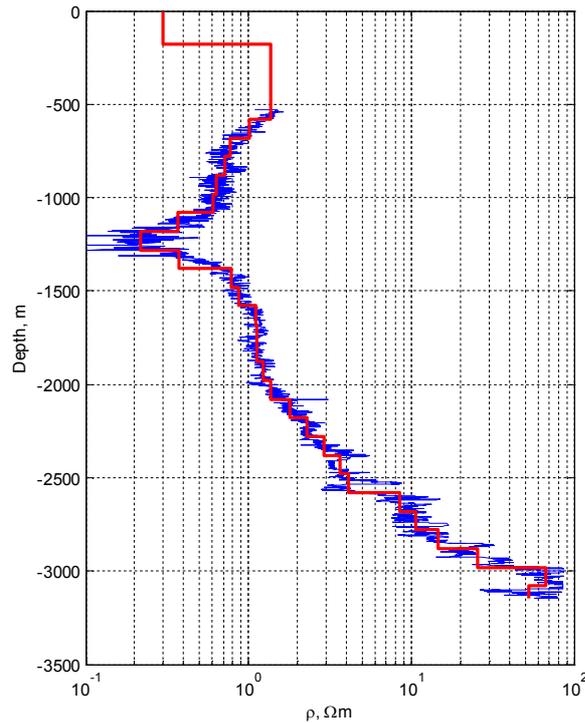


Рисунок 2.21. Каротажная кривая большого градиент-зонда (синий), и построенная на его основе базовая модель для 2D моделирования (красный).

Был выполнен большой объём моделирования, в рамках которого выполнялась инверсия синтетических данных при различных параметрах залежи: глубина залегания, мощность, контраст УЭС, ширина. Для целей настоящего исследования представляет интерес две модели, которые дают представление о глубинности метода в данных геологических условиях. В обеих моделях залежь моделировалась горизонтальной двумерной вставкой, ширина которой составляла 5 км, УЭС 100 Омм, а глубина залегания кровли равнялась 1780 м от поверхности моря. Толщинами вставки равнялась 100 м и 50 м (см. ниже рисунок 2.22 и 2.23).

Для расчёта прямой 2.5D задачи и инверсии синтетических данных был использован конечно-разностный пакет Otze, описанный в разделе 4.6. Входными данными служили реальная и мнимая части осевой компоненты ΔU_x в диапазоне разносов 0,5-10 км. В моделировании участвовал 21 пикет. Расстояние между пикетами было равно 1 км. Были использованы данные на трёх частотах: 0,0625, 0.1875 и 0.3125 Гц. Длина приёмников и источников равнялась 200 м. Шум предполагался нормальным некоррелированным; СКО входных данных было равно 3% от амплитуды.

Отношение полей от модели с залежью к полям от вмещающей среды на трёх частотах приведены на рисунках 2.22, 2.23 и 2.24.

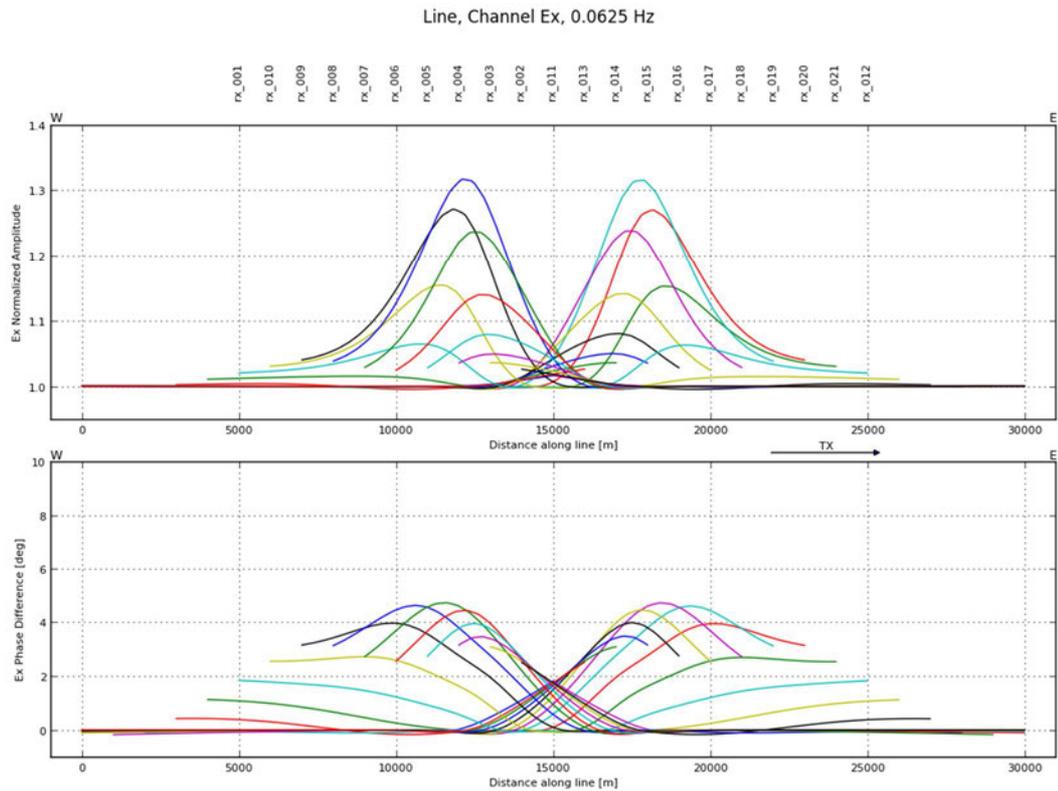


Рисунок 2.22. Отношение полей от 2D модели со 100м залежью к полям от модели без залежи на частоте 0,0625 Гц. Вверху – отношение амплитуд. Внизу – разность фаз в градусах.

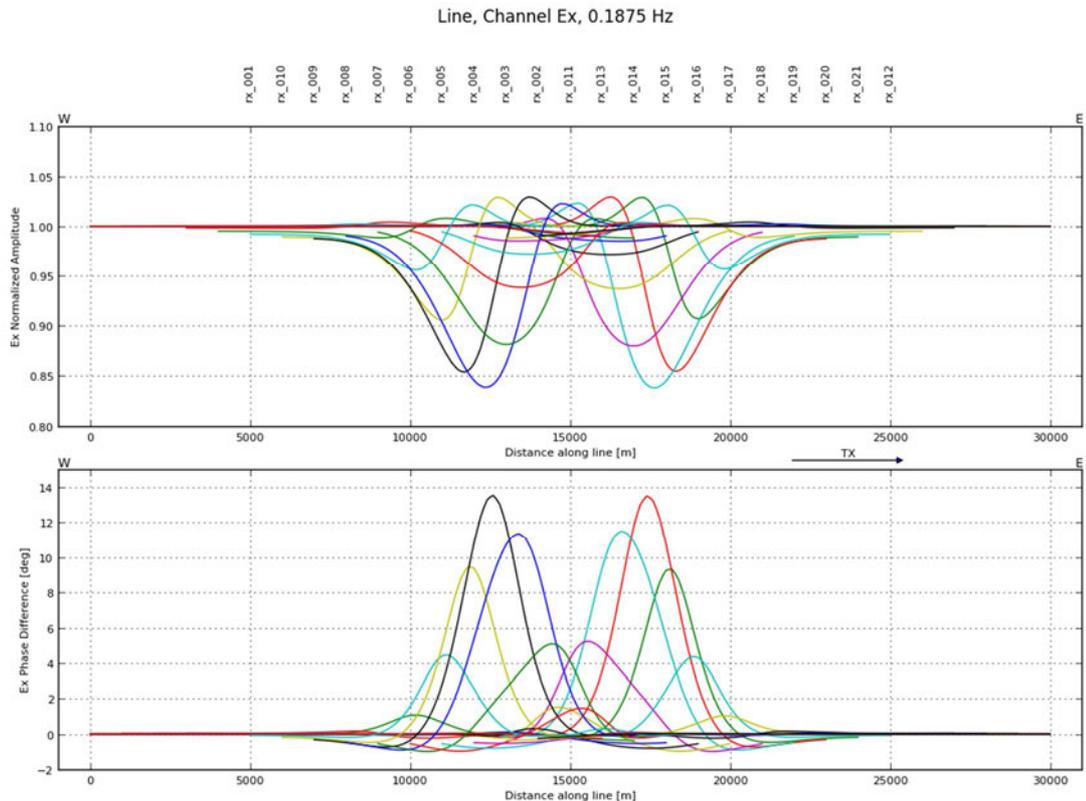


Рисунок 2.23. Отношение полей от 2D модели со 100м залежью к полям от модели без залежи на частоте 0,1875 Гц. Вверху – отношение амплитуд. Внизу – разность фаз в градусах.

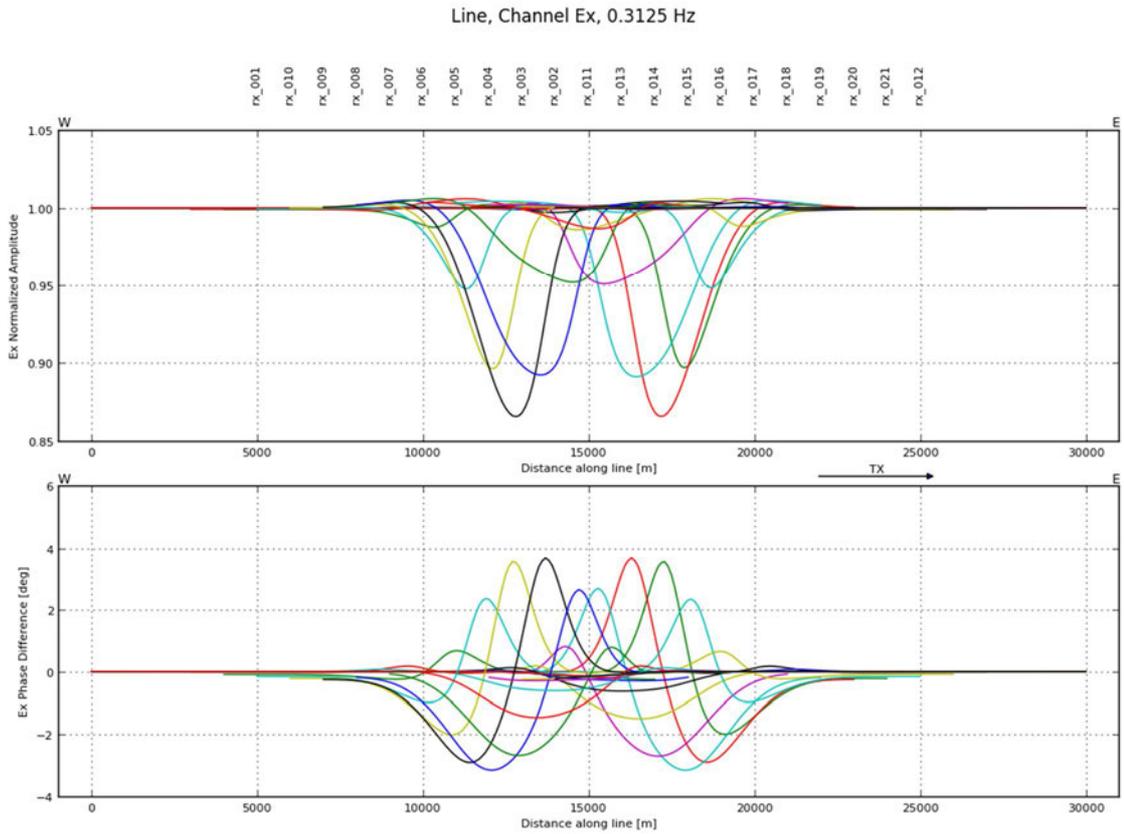


Рисунок 2.24. Отношение полей от 2D модели со 100м залежью к полям от модели без залежи на частоте 0,3125 Гц. Вверху – отношение амплитуд. Внизу – разность фаз в градусах.

Максимальные аномалии амплитуд составляют $13 \div 35\%$ в зависимости от частоты, в то время как аномалии фазы достигают $4 \div 14^\circ$.

Для инверсии синтетических данных от модели со 100 м залежью стартовая модель представляла собой покрытое водным слоем полупространство с УЭС 2,5 Ом. В регуляризатор было заложено требование гладкости модели по горизонтали, гладкости модели по вертикали и близости к стартовой модели. Относительный вклад каждого из слагаемых в стабилизатор был равен 100:10:1. Результат инверсии приведён на рисунке 2.25.

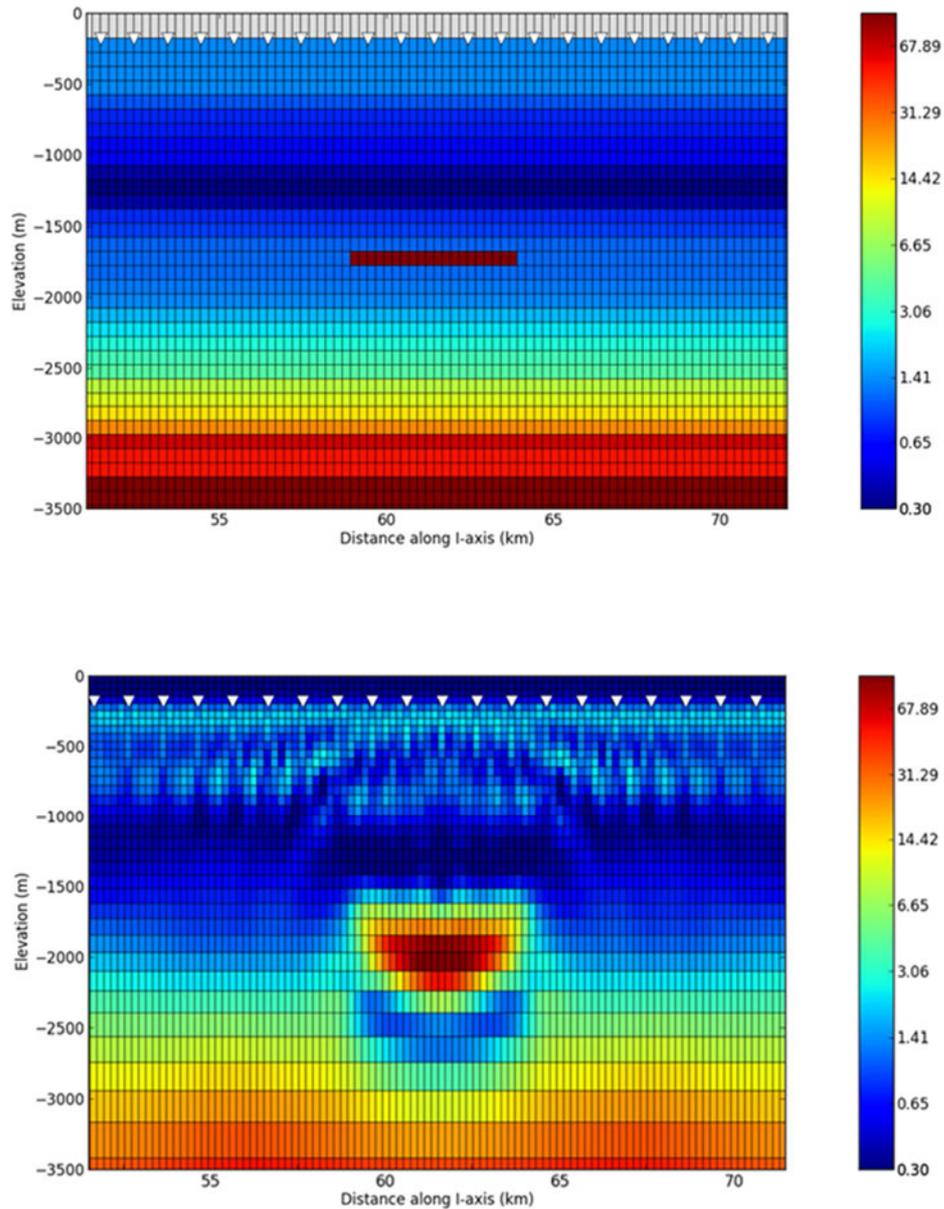


Рисунок 2.25. Результат 2D инверсии синтетических данных от модели со 100м залежью. Сверху – стартовая модель. Снизу – результат инверсии. Цветовая шкала в Омм. Вертикальная шкала – глубина в м. Горизонтальная шкала – расстояние вдоль профиля в км (начало координат смещено относительно начала профиля). Треугольники – положения донных станций.

Результат инверсии свидетельствует о том, что залежь такого размера может быть выделена на глубине ок. 1800 м. В то же время форма и размеры тела, а также вмещающая среда заметно искажены. Учитывая синтетический характер данных, это говорит о том, что заданные параметры модели (глубина залегания, мощность объекта, контраст УЭС) близки к пределу возможностей метода в данных условиях.

Также была выполнена инверсия синтетических данных, рассчитанных от модели с 50 м залежью. Параметры инверсии были те же, что и выше. Следует отметить, что инверсия, стартующая с однородного полупространства, не восстановила положения и размеры

аномального тела. Положение тела удалось восстановить только при задании истинной вмещающей среды в качестве стартовой (рисунок 2.26).

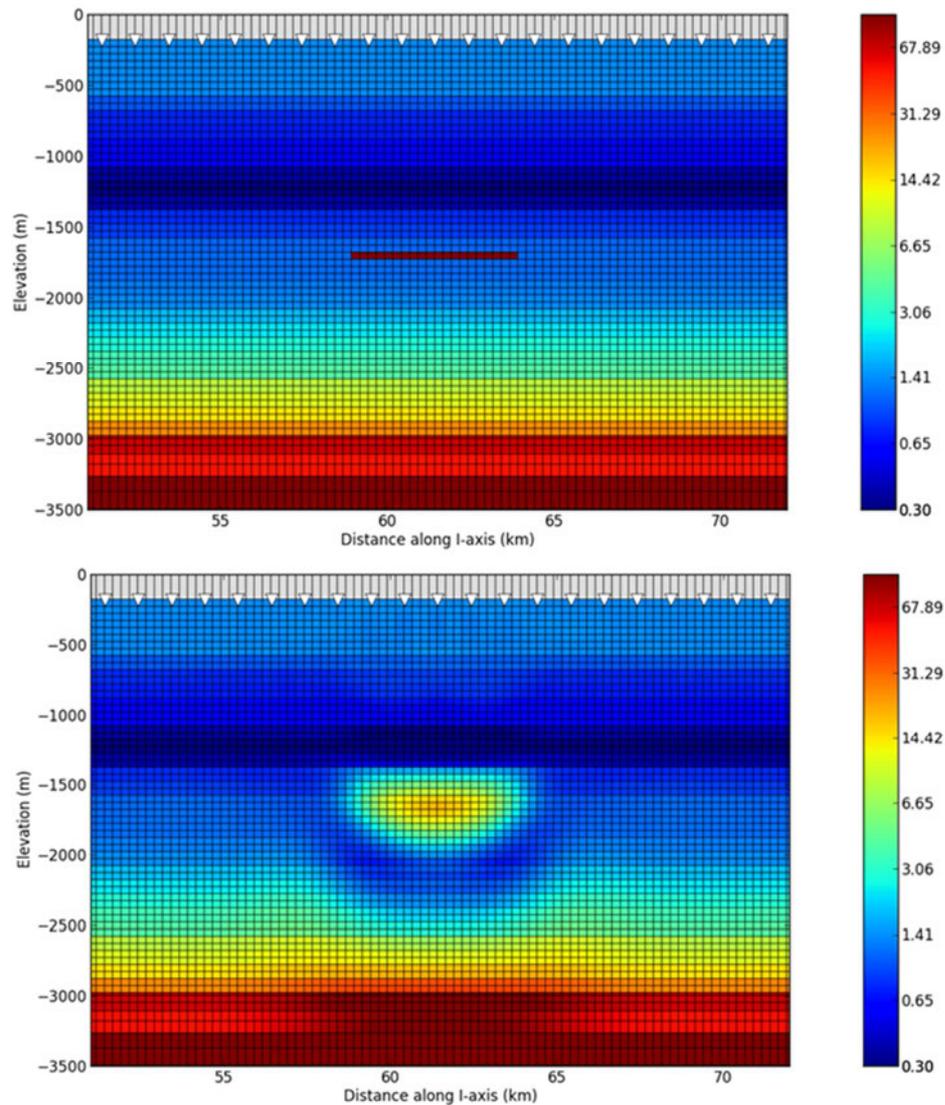


Рисунок 2.26. Результат 2D инверсии синтетических данных от модели с 50м залежью. Сверху – стартовая модель. Снизу – результат инверсии. Цветовая шкала в Ом·м. Вертикальная шкала – глубина в м. Горизонтальная шкала – расстояние вдоль профиля в км (начало координат смещено относительно начала профиля). Треугольники – положения донных станций.

Полученный результат подтверждает сделанное выше предположение том, что глубина уверенного обнаружения 2D залежи в данных условиях, по-видимому, не превышает 1500-1700 м.

Поля, измеряемые на практике, всегда имеют трёхмерную структуру. В морской электроразведке аномальные отклики зачастую невелики. Искажения, вносимые 1D/2D упрощениями, могут оказаться недопустимыми. В настоящем разделе приводятся результаты

3D моделирования, которые дают представления о том, насколько сильно эти искажения могут повлиять на результат интерпретации.

Трёхмерная модель представляла собой вмещающую горизонтально-слоистую среду с трёхмерными вставками. Вмещающая среда в общих чертах имитировала распределение УЭС, характерное для средней части вала Шатского в Чёрном море: глинисто-песчаная олигоцен-четвертичная толща, подстилаемая карбонатными и карбонатно-терригенными породами от эоцена до верхней юры. Параметры вмещающей среды приведены в таблице 2.2.

Таблица 2.2. Параметры вмещающей среды для 3D моделирования.

Слой	УЭС, Ом·м	Мощность, м
Вода	0,3	25
Слой 1	2	1000
Слой 2	0,5	200
Слой 3	5	800
Слой 4	30	∞

Как и в предыдущем случае, эта модель имеет низкомную верхнюю часть и более высокоомные основные, что является типичным для бассейнов Чёрного и Каспийского морей. В модель было введено два трёхмерных объекта размерами 3х3 км мощностью 100 м, расположенных в слоях 2 и 3 (рисунок 2.27).

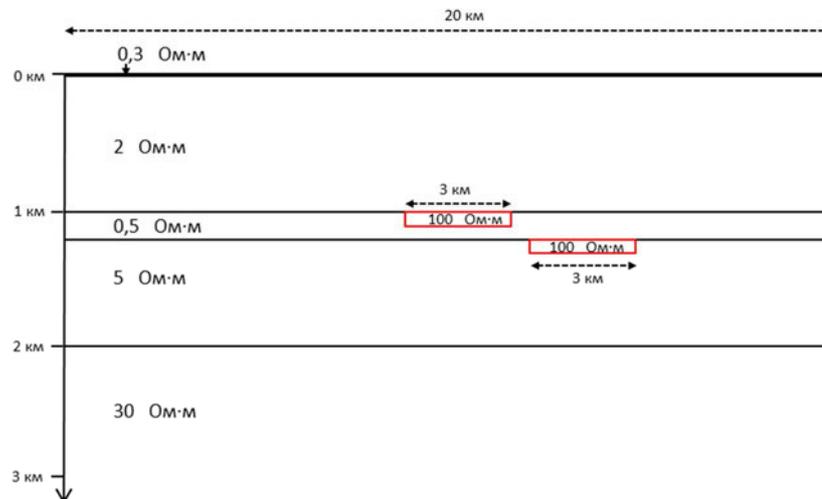


Рисунок 2.27. Схематическое изображение 3D модели. Черные линии – границы слоёв вмещающей среды. Красные прямоугольники – контуры трёхмерных тел.

Приёмники располагались на профиле длиной 20 км, проходящем через центр тел. Расстояние между приёмниками составляло 1 км. Синтетические данные осевой компоненты поля ΔU_x были рассчитаны на частотах 0,0625, 0,1875 и 0,3125 Гц в диапазоне разносов 0,5-15 км. Для расчёта была использована программа А.А.Петрова, реализующая расчёт полей в частотной области методом объёмных интегральных уравнений (Петров, 1992). Отношения синтетических полей к полям от вмещающей среды приведено на рисунках 2.28, 2.29 и 2.30.

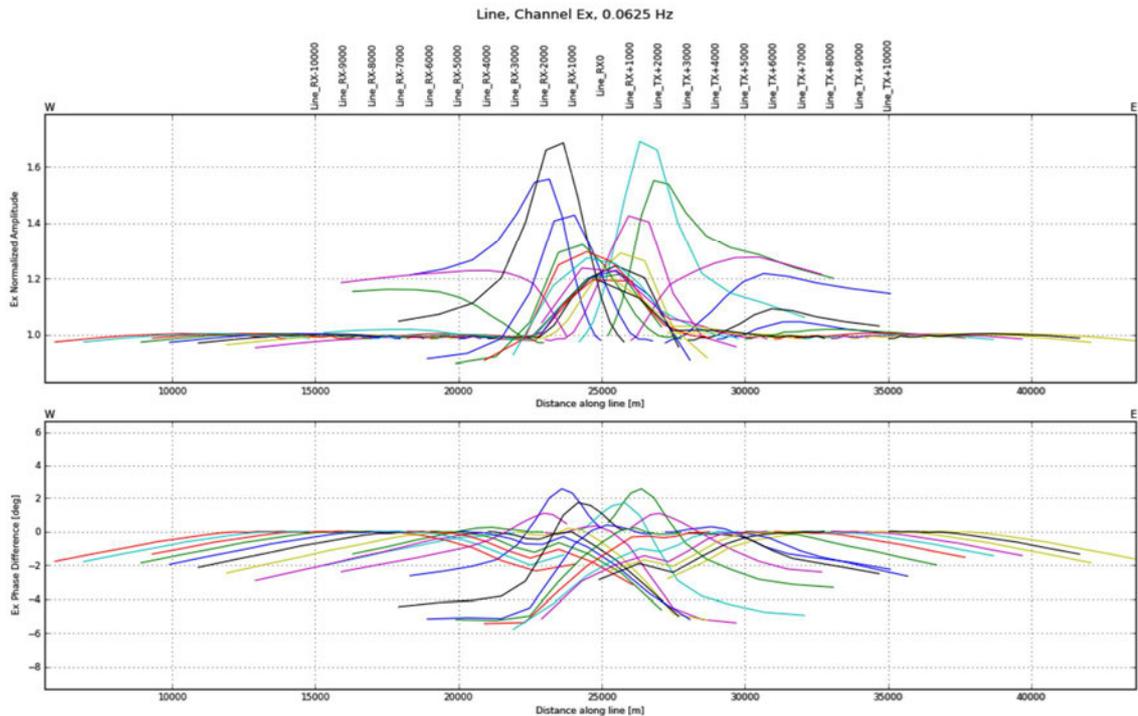


Рисунок 2.28. Отношение полей от 3D модели к полям от вмещающей среды на частоте 0,0625 Гц. Вверху – отношение амплитуд. Внизу – разность фаз в градусах.

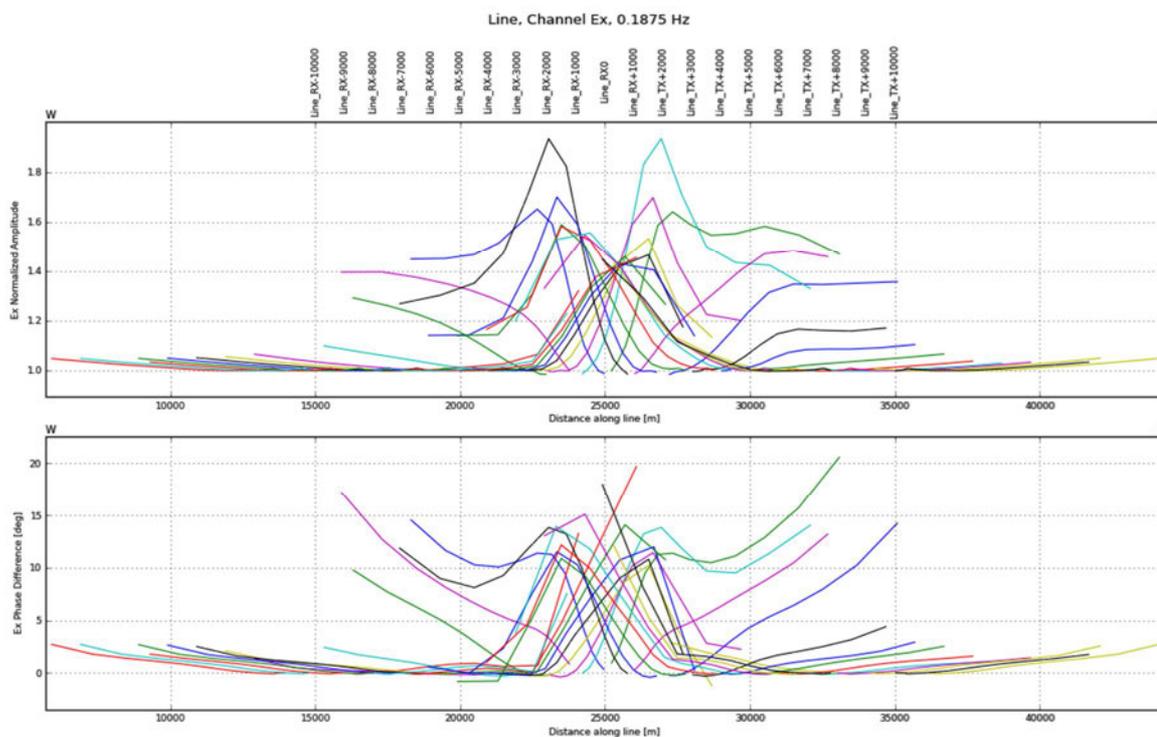


Рисунок 2.29. Отношение полей от 3D модели к полям от вмещающей среды на частоте 0,1875 Гц. Вверху – отношение амплитуд. Внизу – разность фаз в градусах.

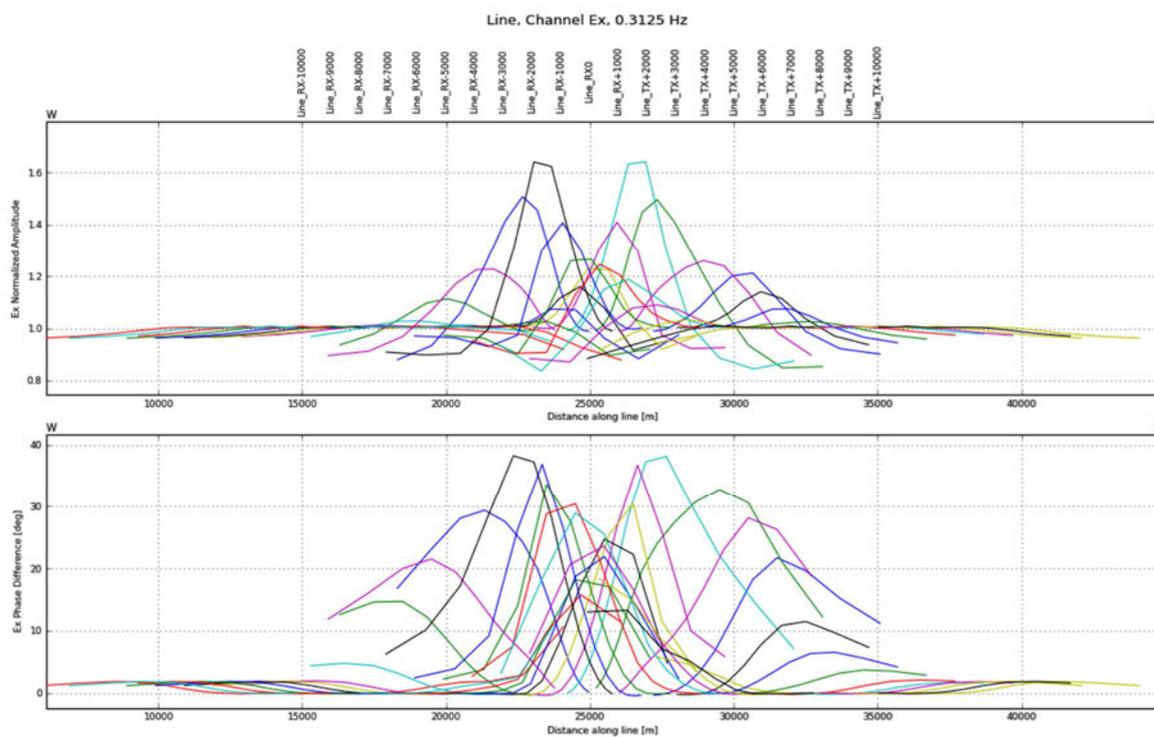


Рисунок 2.30. Отношение полей от 3D модели к полям от вмещающей среды на частоте 0,3125 Гц. Вверху – отношение амплитуд. Внизу – разность фаз в градусах.

Из рисунков следует, что аномалии амплитуды доходят до 60-80%, в то время как аномалии фазы достигают 40° .

Инверсия выполнялась конечно-разностным пакетом Otze (см. раздел 4.6). В инверсии были использованы значения в диапазоне разносов 0,5-10 км. Шум входных данных полагался нормальным и некоррелированным, с СКО равным 3% от амплитуды входного сигнала.

Было выполнено несколько 2.5D инверсий с различными параметрами стабилизатора. На рисунке 2.31 приведена типичная модель, полученная со следующими параметрами: финальная среднеквадратичная ошибка подбора 5%, старт с однородного полупространства 2,5 Ом, относительный вклад горизонтальной гладкости модели, вертикальной гладкости и близости к стартовой модели – 100:10:1.

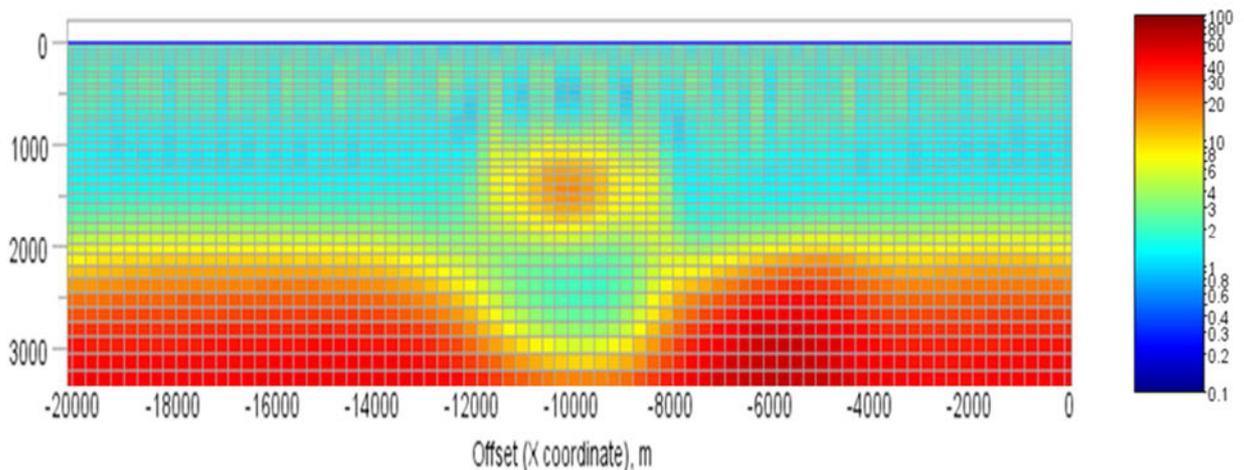


Рисунок 2.31. Модель, полученная в результате 2.5D Оккамовской инверсии 3D данных. Цветовая шкала в Ом. Горизонтальная ось приведена во внутренней системе координат расчётного модуля (начало профиля в точке -20000 м).

Можно констатировать, что инверсия позволила локализовать положение аномальной зоны по латерали. В определённой мере была восстановлена вмещающая среды, однако со значительными искажениями. В то же время, геометрию объектов восстановлена не была. Финальная среднеквадратичная невязка во всех выполненных инверсиях заметно превышала СКО входных данных и была не ниже 5-7%. Попытки снизить её до СКО входных данных приводили к катастрофическим искажениям модели. Это свидетельствует о том, что в данном случае наблюдаемые сигналы не могут быть описаны 2D полями с приемлемым для данной задачи уровнем точности.

Те же синтетические данные были подвергнуты 3D инверсии. Размер расчётной области составлял 100x40x10 км. Минимальный размер ячейки конечно-разностной сетки составлял 25x25x25 м (равный глубине моря), и увеличивался за пределами профиля по степенному закону. Процедура выбора конечно-разностной сети заключалась в сравнении 1D и 3D решений на горизонтально-слоистых моделях и описана в разделе 4.6. Как и ранее, шум полагался некоррелированным и нормально распределённым с СКО равным 3% от амплитуды сигнала.

Остальные настройки 3D инверсии соответствовали таковым для 2D случая. Было выполнено несколько инверсий с различными стартовыми моделями. Финальная невязка среднеквадратичная ошибка подбора была ошибке входных данных. Основной сложностью при 3D инверсии являлось эквивалентность. Геометрия аномальных объектов была удовлетворительно восстановлена только, когда стартовая модель соответствовала вмещающей среде, а УЭС первого (исключая воду) и последнего слоёв были закреплены. Такая модель приведена на рисунке 2.32.

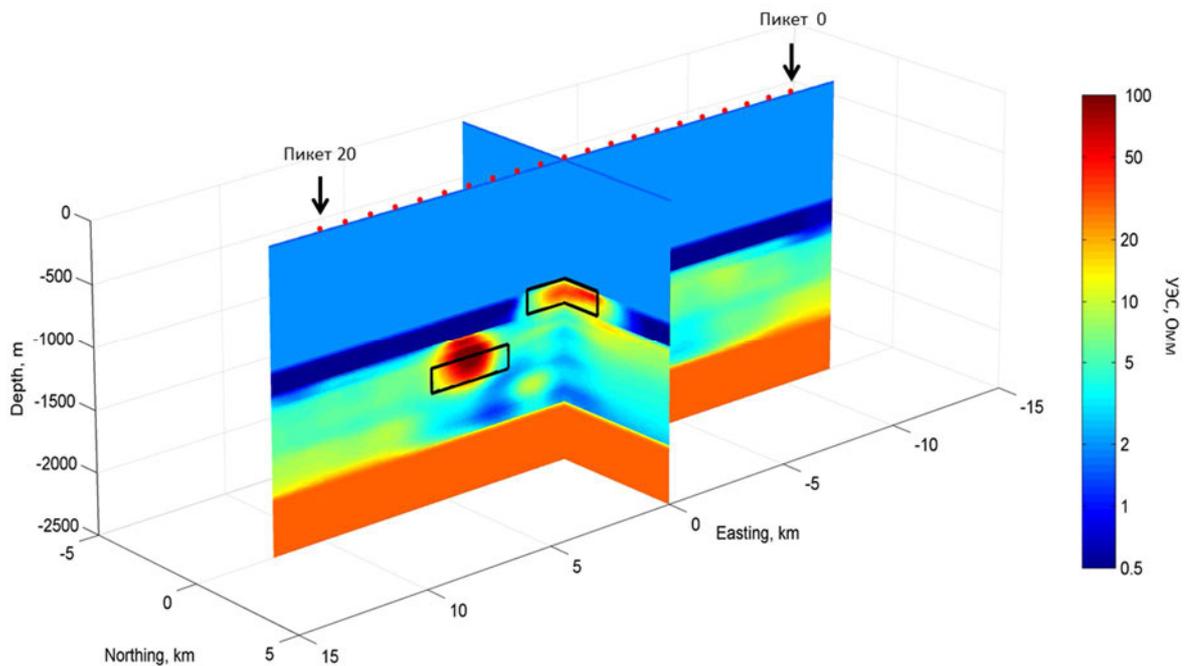


Рисунок 2.32. Результаты 3D инверсии трёхмерных данных. Чёрными линиями показано истинное положение аномальных тел.

Как и выше, практическая глубинность метода в данном случае не превышает 1700 м о чём свидетельствуют сильные искажения восстановленной модели по сравнению с исходной, а также необходимость в значительном объёме априорной информации.

Приведённое моделирование демонстрирует возможность строить разрезы УЭС путём инверсии данных геометрических зондирований. На практике вопросы глубинности метода, чувствительности данных, проектирование съёмки и т.п. должны оцениваться для каждого конкретного участка перед выполнением работ. Общим является использование сейсмических горизонтов для задания каркаса модели, и скважинных данных для задания стартовой модели.

2.5 Выводы к главе

Исходя из вышеизложенного, можно сформулировать следующие **выводы к главе**.

1. Рассматриваемые в данной работе мелководные геометрические зондирования на низкой частоте (0.01-0.2 Гц) тяготеют к методам ближней и промежуточной зоны. Использование низких частот является вынужденной мерой, которая позволяет недопустить распространения первичного поля через воздушное полупространство. Пространственное разрешение таких данных существенно ниже, нежели у более высокочастотных измерений, которые возможно проводить только при большой глубине моря.
2. Наиболее практичный источник – горизонтальная электрическая линия – обеспечивает наилучшее разрешение (наименьшую эквивалентность) по отношению к тонким субгоризонтальным объектам высокого УЭС, поскольку он возбуждает две моды поля: TE и TE. Для некоторых специфических случаев другие типы источников могут показать лучшее разрешение, но они хуже реализуются на практике (например, вертикальный источник в горизонтально-слоистой среде).
3. Практически всегда асимптотические условия не выполняются с достаточной точностью. На практике это означает, что для расчётов нельзя пользоваться асимптотиками ближней/дальней зон, а также представлениями о бесконечно глубоком или бесконечно мелком океане.
4. На моделях показано, что инверсия мелководных геометрических зондирований с кабельными приёмниками, несмотря на несколько худшее пространственное разрешение по сравнению с глубоководными зондированиями, позволяет строить разрезы УЭС. Для инверсии реальных данных необходимо использовать априорную информацию, такую как сейсмические горизонты и данные каротажа.

ГЛАВА 3. ОБРАБОТКА ПОЛЕВЫХ МАТЕРИАЛОВ

3.1 Шумы в первичных данных

В данном разделе рассмотрены основные виды шумов, которые присутствуют в полевых измерениях. Изучение спектральной и вероятностной структуры шумов было выполнено на полевых данных, записанных в разные годы в акваториях Чёрного, Каспийского, Азовского, Баренцева, Северного морей и у побережья Калифорнии/

Основными видами шумов, которые встречаются в практике морских мелководных измерений, являются:

- шумы искусственного происхождения.
- магнитотеллурическое поле;
- волновая помеха, связанная с морским волнением;
- шумы аппаратуры;

Для морских измерений характерно низкий уровень промышленных шумов (помеха на частоте 50 Гц или 60 Гц и другие) или даже их полное отсутствие. Кроме того, низкие рабочие частоты, на которых выполняются геометрические зондирования (0.01-10 Гц) и значительные длительности сигналов становления поля (1-10 с) приводят к тому, что промышленные шумы эффективно подавляются во время препроцессинга.

Основными видами шумов, характерных для мелководных измерений, является магнитотеллурическое поле и волновая помеха, возникающая из-за ветрового волнения моря. Общее представление об внешнем электромагнитном поле даёт рисунок 3.1, взятый из работы (Constable and Constable, 2004).

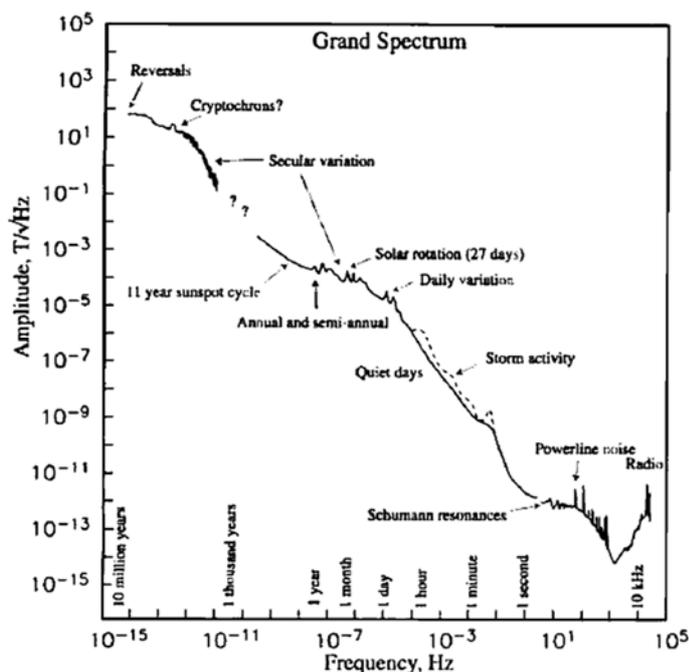


Рисунок 3.1. Естественное магнитное поле Земли на дне моря (из работы (Constable and Constable, 2004)).

На рисунке 3.2 приведены значение спектральной плотности для сигналов, измеренных на Каспийском море в 2008 г.

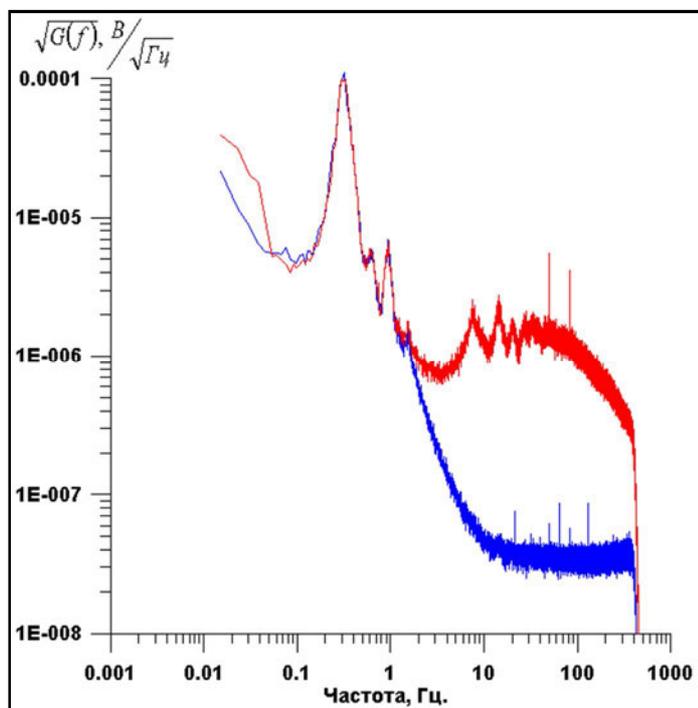


Рисунок 3.2. Спектральная плотность сигнала, записанного трёхточкой MON на глубине 4 м. Показаны оценки для U_{MN} (красный) и $U_{MO} - U_{ON}$ (синий). Спектральная плотность не нормирована на длину приёмной линии.

Сигналы были записаны донной трѐхточкой MON на глубине 4 м. Расстояние между электродами составляло 125 м. Красным цветом показана оценка для сигнала U_{MN} , синим цветом – для разностного сигнала $U_{MO} - U_{ON}$. Выше частоты 1 Гц основным источником помехи является МТ поле. В диапазоне 0.1÷1 Гц доминирует волновая помеха, которая не компенсируется при вычитании сигналов.

Интенсивная волновая помеха оказывает катастрофическое влияние на результаты мелководных измерений. На рисунке 3.3 показано влияние ветрового волнения моря на шумы при глубине моря 20 м. Во время шторма практически весь частотный диапазон оказался заполнен волновой помехой. Таким образом, при мелководных измерениях качество первичного материала сильно зависит от погодных условий.

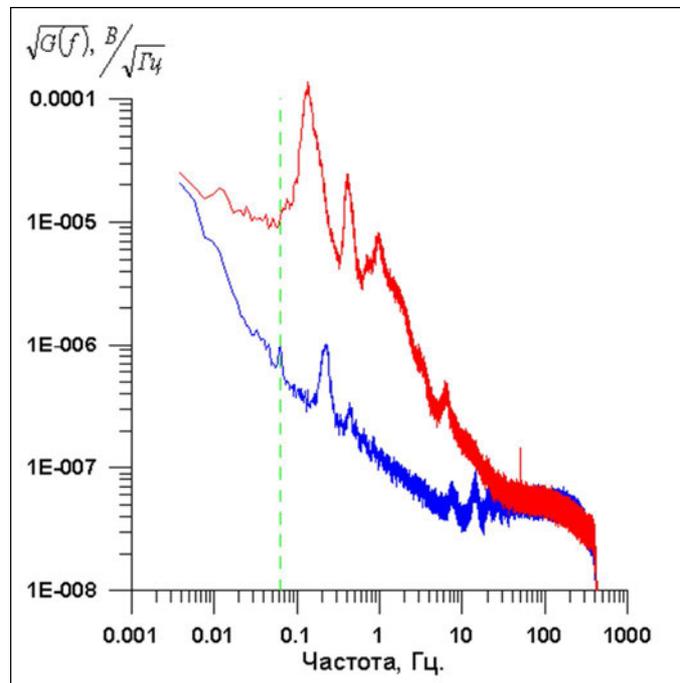


Рисунок 3.3. Спектральная плотность сигнала, записанная на глубине 16 м перед штормом (синий) и во время шторма (красный). Вертикальная линия – рабочая частота 0.0625 Гц. Спектральная плотность не нормирована на длину приёмной линии.

В том случае, когда волновая помеха отсутствует, основным видом шума в мелководных измерениях становится магнитотеллурическая помеха. Для того, что составить представление о динамике МТ-шума, на рисунке 3.4 приведен пример динамического спектра, рассчитанного для кабельной системы, которая находилась на глубине 4 м.

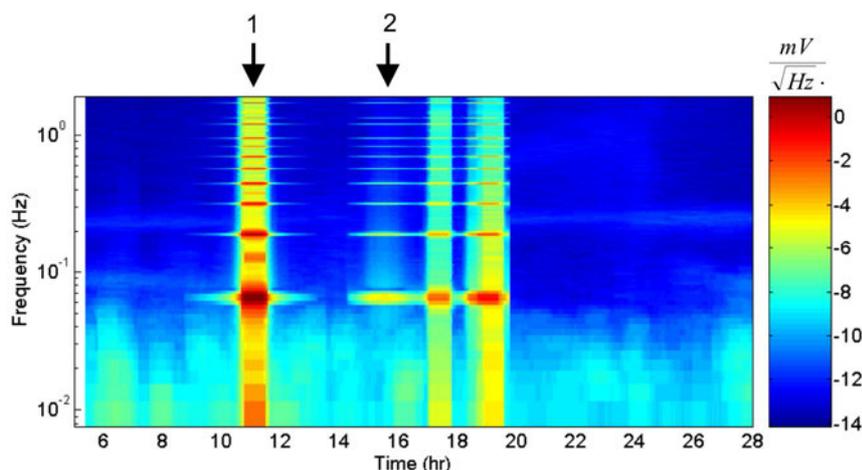


Рисунок 3.4. Результаты оценивания шума в измерениях. Цифрами показаны: 1) измерения с радиально-осевой установкой 2) измерения с экваториальной установкой. Спектральная плотность не нормирована на длину приёмной линии.

Под динамическим спектром понимается двумерное изображение спектральной плотности в координатах частота-время. Для расчёта был использован алгоритм Уэлча (Бендат и Пирсол, 1989) со следующими параметрами: спектральное окно Хемминга, длина Фурье преобразования 260 с, количество осредняемых периодограмм 20, перекрытие 50 %. Цифрами показаны измерения с радиально-осевой и радиально-экваториальной геометрией. Излучаемое поле сосредоточено на нечётных гармониках ведущей частоты. Возрастание спектральной плотности на чётных гармониках ведущей частоты объясняется зашкаливанием АЦП при прохождении генераторного диполя над измерительной линией.

Толща солёной воды заметно подавляет высокочастотную часть спектра МТ-помехи. На низких частотах это подавление проявлено меньше. На частотах ниже ~ 1 Гц магнитотеллурическое поле достигает морского дна даже моря свыше 1 км. На рисунке 3.5 приведены результаты расчёта спектрально плотности на частоте 0.0625 Гц для глубины 10 м и 450 м.

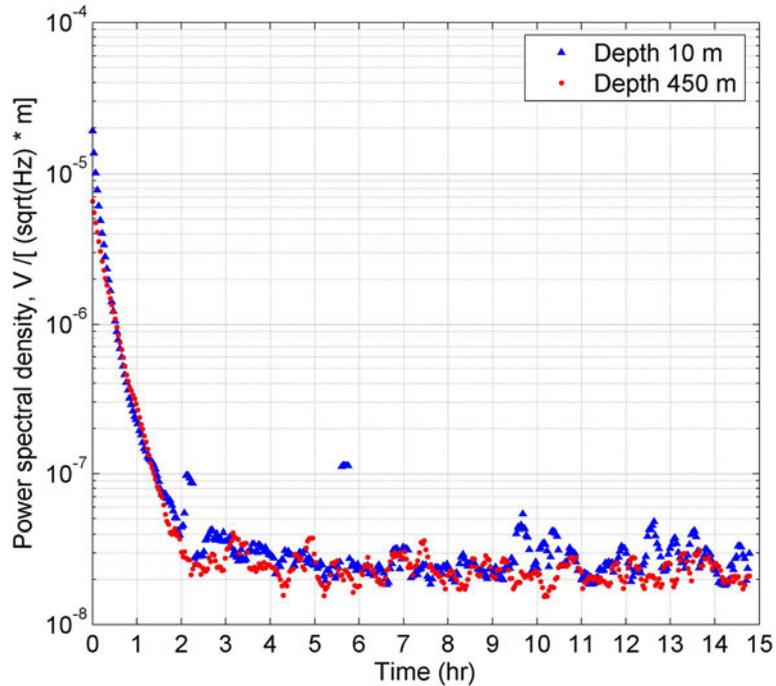


Рисунок 3.5. Результаты расчёта спектральной плотности на частоте 0.0625 Гц. Приведена спектральная плотность, нормированная на длину приёмного диполя G / L_{MN} . Красным цветом показана оценка для мелководных измерений (глубина 10 м, $MN=500$ м). Синим цветом показана оценка для глубоководных измерений (глубина 450 м, $MN = 10$ м).

Измерения на глубине 10 м были выполнены донной приёмной линией с $MN=500$. Измерения на глубине 450 м были выполнены автономными донными станциями с $MN=10$ м. Плотность шума, отнесённая к длине MN , одинакова в обоих случаях. Это означает, что основным шумом на данной частоте в обоих случаях является магнитотеллурическое поле. В данном случае шумовой порог на частоте 0.0625 Гц равен $2 \cdot 10^{-8} \frac{\text{В}}{\text{м}\sqrt{\text{Гц}}}$. Эта оценка может сильно меняться глубины моря и рабочей частоты, а также от региона работ и времени года.

Представление о степени подавления МТ шума в зависимости от глубины моря даёт рисунок 3.6.

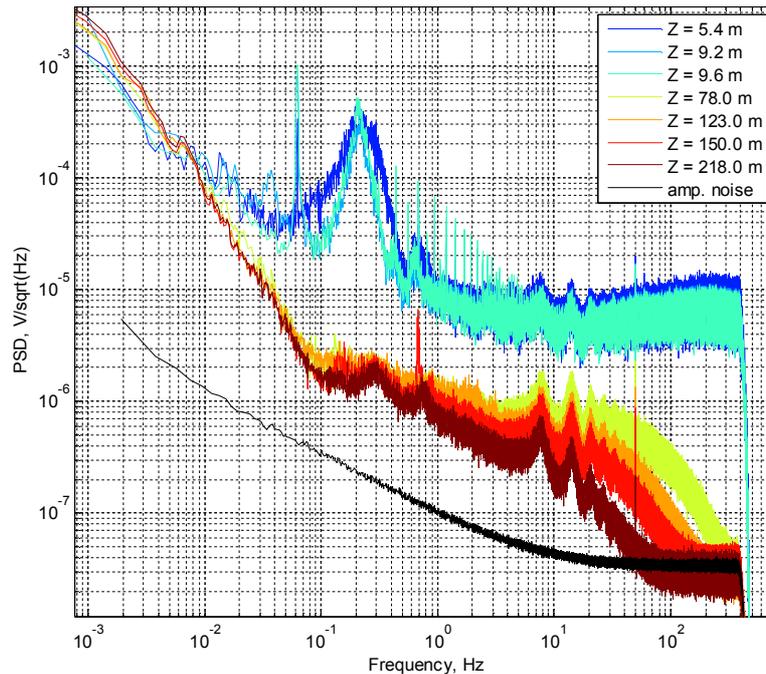


Рисунок 3.6. Зависимость спектрального состава шума от глубины (приведены данные для кабельных систем разных лет)

В рабочем диапазоне частот волновая помеха доминирует на малых глубинах (первые десятки метров). Шумы предусилителей находятся ниже шумового порога во всем диапазоне глубин несмотря на их относительно высокий уровень шумов. Это связано большой длиной приёмной линии, которая увеличивает абсолютное значение входного сигнала.

Выше были рассмотрены спектральные свойства магнитотеллурической и волновой помехи. Однако при увеличении глубины моря меняются и статистические свойства шума. Сравнительный анализ закона распределения для разных глубин моря был выполнен автором в работе (Маловичко, 2008). Для данных, записанных на глубинах 10 м и 500 м, рассчитывались эмпирические гистограммы. Затем эти гистограммы аппроксимировали нормальным распределением методом согласия хи-квадрат (Бендат и Пирсол, 1989; Крамер, 1975; Лемешко и Чимитова, 2002). В качестве меры близости двух гистограмм использовалось выражение:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^M \frac{(v_i - N_i)^2}{N_i}. \quad (3.1)$$

Здесь M – количество непересекающихся интервалов (рангов) с верхними границами $\{x_1, x_2, \dots, x_K\}$, v_i – кол-во отсчётов, попавших в ранг $[x_i, x_{i+1}]$, N_i – рассчитанное число попаданий в ранг для данного закона распределения. Если эмпирический закон распределения действительно нормальный, то величина χ^2 имеет распределение хи-квадрат. Эта задача решалась методом максимального правдоподобия:

$$L(\mathbf{m}) = \rho(\chi^2(\mathbf{m})) \rightarrow \max, \quad (3.2)$$

где $L(\mathbf{m})$ - функция правдоподобия, $\rho(\chi^2)$ - плотность распределения хи-квадрат, $\mathbf{m} = \{E, \sigma\}$ - вектор параметров распределения (математическое ожидание и СКО). Оценки находили итерационно методом Ньютона. Начальным приближением служили выборочные значения E и σ . Результаты приведены на рисунке 3.7.

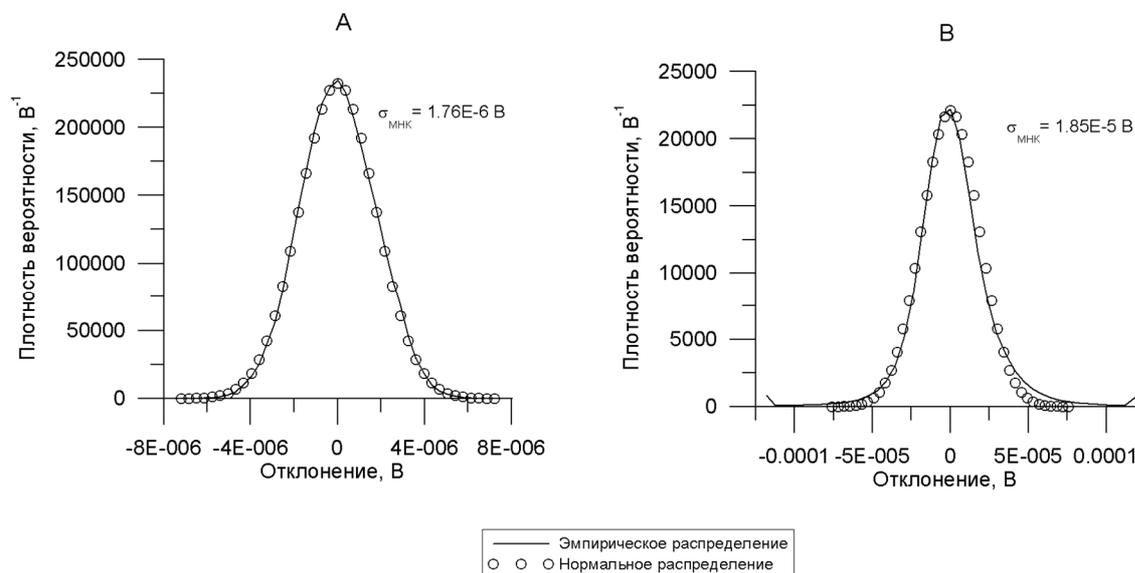


Рисунок 3.7. Сравнение эмпирического и выбранного нормального распределений. Приведены оценки плотности вероятности (кроме концевых полубесконечных участков). А) Глубина 800 м, Б) глубина 10 м.

С увеличением глубины моря распределение шума приближается к нормальному. При глубине моря 500 м отдельные выборки удовлетворяют формальным критериям согласия при разумных уровнях значимости (например критерий хи-квадрат). Следует отметить, что отклонение формы распределения от нормального возникает не за счёт большого количества резко выделяющихся отсчётов, а за счёт низкочастотных помех. Часто это приводит к тому, что робастные методы не приводят к существенному улучшению результатов оценивания на мелководных измерениях.

Выше были упомянуты помехи, связанные с аппаратурой. Серия экспериментов, направленных на изучение уровня аппаратных шумов была выполнена автором данной работы. На рисунке 3.8 показана спектральная плотность шума одного из регистраторов.

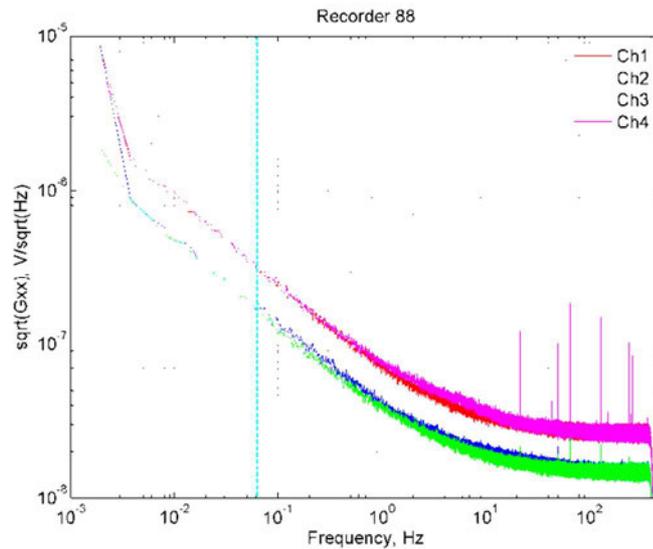


Рисунок 3.8. Спектральная плотность шума регистратора с закороченными каналами. Каналы 1 и 4 – разностные. Вертикальная линия отмечает частоту 1/16 Гц.

Запись осуществлялась в экранированном ящике. Каналы регистратора были замкнуты на резисторы, сопротивление которых было примерно равно входному сопротивлению приёмных электродов. Для вычисления спектральной плотности на каждом канале были использованы отрезки сигналов длиной ок. 12 часов. Всего подобным образом было протестировано 76 регистраторов. Обобщение результатов позволило оценить шумовой порог аппаратуры на частоте 0.0625 Гц на уровне $2 \cdot 10^{-7} \frac{\text{В}}{\sqrt{\text{Гц}}}$.

Представляется полезным сравнить этот результат с данными других коллективов. В настоящее время принято считать, что достижимый уровень шумов приёмной аппаратуры на частоте 0,25 Гц равен $10^{-9} \frac{\text{В}}{\sqrt{\text{Гц}}}$ (например, Constable and Weiss, 2006), что на 2 порядка ниже величины, полученной выше.

Важно отметить, что аппаратура, описываемая в данной работе, и автономные донные станции, используемые ведущими мировыми компаниями, выполняющими съёмку CSEM, сконструированы для различных целей. Автономные донные станции предназначены для выполнения глубоководной съёмки CSEM предназначена для измерения слабых, медленно меняющихся сигналов в узком диапазоне частот на больших глубинах, где уровень внешних шумов очень низок. В этих условиях шумовой порог измерений определяется уровнем шумов аппаратуры. Поэтому используются предусилители с большими коэффициентами усиления (более 1000 и даже до 1000000) и низкая частота опроса. Аппаратура описываемая в данной работе изначально конструировалась для измерения высокочастотных сигналов становления на мелководье, где уровень внешних помех очень высок. В ней используются малые значения

коэффициентов усиления, автоматическое регулирование усиления, высокая скорость опроса. Уровень шумов такой аппаратуры будет заведомо выше, однако шумовой порог измерений будет определяться уровнем внешних помех, иллюстрируется на рисунке 3.6.

В таблице 3.1 приводятся основные источники шума в данных донных кос в зависимости от глубины моря.

Таблица 3.1. Основные источники шумов в данных в зависимости от глубины моря.

Глубина, м	
0÷20	Волновая помеха
20÷50	Волновая помеха (в зависимости от погоды) и МТ шум
50÷300	МТ шум
>300 м	Шумы аппаратуры

3.2 Оценка достижимого шумового порога

В предыдущем разделе были рассмотрены основные виды шумов в измеряемых сигналах и приведена оценка уровня шума в первичных данных. Полученная оценка отражает уровень помехи в первичных сигналах безотносительно к уровню полезного сигнала. Геофизиков-практиков обычно интересует отношение сигнал/шум данных, поступающих в инверсию (т.е. после предобработки), а также максимальная величина разноса, которые можно использовать в инверсии. Эти величины зависят, в том числе, от длины интервала осреднения, уровня полезного сигнала который, в свою очередь, определяется, моментом питающего диполя и длиной приёмной линии. Таким образом, для оценки шумового порога, который может быть достигнут в результате предварительной обработки, необходимо учесть конфигурацию измерительной системы и систему предварительной обработки. Рассмотрению этого вопроса посвящён настоящий раздел.

Для того чтобы оценить уровень шумового порога, достижимого в результате обработки в частотной, кратко рассмотрим процесс обработки сигналов.

Существующие в настоящее время системы преппроцессинга используют двухступенчатый граф (например, Behrens, 2005). На первом осуществляется переход в частную область. Для этого выполняется Фурье-преобразование или робастная аппроксимация временного ряда в заданных интервалах. Длина интервалов, на которых из сигнала извлекаются амплитуды, обычно выбирается так, чтобы за это время судно прошло расстояние, примерно равное длине питающего диполя. Полученную зависимость комплексной амплитуды от расстояния между источником и приёмником сглаживают в пространственных окнах некоторой

аналитической функцией. Такая двухступенчатая схема позволяет лучше аппроксимировать форму сигнала при удалении от источника, нежели Фурье-преобразование одной длинной реализации. Тем не менее, для целей данного исследования достаточно использовать длинное Фурье-преобразование. Опыт показывает, что особенности выбранного графа обработки, такие как способ перехода в частотную область и вид сглаживающей функции, слабо влияют на результирующие отношение сигнал/шум. Во всяком случае, они не позволяют улучшить этот показатель более чем на половину порядка.

Операцию Фурье-преобразования нескольких периодов основной гармоники общей длиной N точек можно представить в виде свёртки временного ряда с фильтром, АЧХ которого имеет следующий вид (Сергиенко, 2006):

$$|S_{DFT}(\omega)| = \frac{\left| \sin\left(\pi N \frac{\omega - \omega_0}{\omega_s}\right) \right|}{\left| \sin\left(\pi \frac{\omega - \omega_0}{\omega_s}\right) \right|}, \quad \omega_0 = 2\pi f_0, \omega_s = 2\pi f_s \quad (3.3)$$

где f_0 - частота основной гармоники, на частоте которой вычисляется преобразование, f_s - частота дискретизации, N - количество точек в Фурье преобразовании. Вид АЧХ приведён на рисунке 3.9.

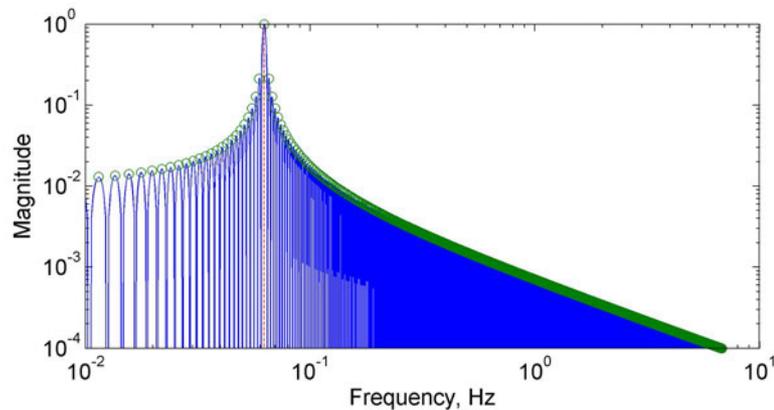


Рисунок 3.9. АЧХ Фурье преобразования 30 периодов длиной 16 с на частоте 1/16 Гц. Красная вертикальная линия – частота 0.0625 Гц. Зелёными кружками показаны максимумы боковых лепестков.

Для того чтобы получить дисперсию сигнала после такой обработки, нужно проинтегрировать спектральную плотность в окрестности частоты ведущей гармоники f_0 :

$$D = \int_{f_0 - \Delta f/2}^{f_0 + \Delta f/2} G(f) df, \quad (3.4)$$

где Δf - эффективная ширина фильтра. Увеличение длины Фурье преобразования приводит к сужению Δf и, таким образом, к уменьшению дисперсии D . Аналогичная тенденция

существует при любом другом способе осреднения. Определяющим при этом является длина интервала. В работе (Constable and Weiss, 2006) предложено использовать для оценки шума величину:

$$E_n = \frac{V_r}{L_{MN} \cdot M \cdot \sqrt{T}}, \quad (3.5)$$

где V_r - спектральная плотность шума на данной частоте f_0 ($V_r = \sqrt{G(f_1)}$), L_{MN} - длина приёмной линии, M - момент питающего диполя, T - длина интервала осреднения. E_n представляет квадратный корень из интеграла спектральной плотности G в окрестности f_1 на интервале $\Delta f = 1/T$ в предположении, что шум белый, нормированный на L_{MN} и M .

Размерность E_n равна $\frac{\text{В}}{\text{А} \cdot \text{м}^2}$. Данная конструкция позволяет сравнивать результаты, полученные разными измерительными системами и обработанные разными обрабатывающими системами.

Большинство измерений, описываемых в данной работе, выполнялись при скорости судна 4 узла (2 м/с). При длине питающего диполя 500 м судно проходит это путь за 250 с. При длине периода питающего тока 16 с, это соответствует 16 полным периодам. Длина питающей линии была равна 500 м, что при силе питающего тока 500 А даёт момент питающего диполя 250 кАм. Согласно рисунку 3.6 на глубине свыше 100 м спектральная плотность шума равна $5 \cdot 10^{-6} \text{ В}$. Согласно (3.5) оценка шумового порога в частотной области равна $2 \cdot 10^{-15} \frac{\text{В}}{\text{А} \cdot \text{м}^2}$.

Следует отметить, что уменьшение глубины воды до первых десятков и снижение частоты исследований обычно приводят к возрастанию уровня шума на один-два порядка. Так, типичный уровень шума, получаемый при полевых измерениях на глубине метра менее 50 м составляет $10^{-13} \frac{\text{В}}{\text{А} \cdot \text{м}^2}$.

В мировой практике принято оценивать нижнюю границу шумового порога величиной $10^{-15} \frac{\text{В}}{\text{А} \cdot \text{м}^2}$ (Constable, 2010). Этот порог достигается при глубоководных измерениях (глубина воды более 1 км) на частоте 0.25 Гц и определяется в основном уровнем аппаратного шума регистраторов.

3.3 Алгоритм обработки первичных данных

Алгоритм включает вычисление амплитуд сигнала на нескольких фиксированных частотах по отрезкам исходного временного ряда, оценку ошибки, нормализацию на ток.

Обработка временного ряда выполняется в пространственных окнах. Длина этих окон выбирается так, чтобы с учётом скорости судна она была равна длине питающей линии (ок. 500 м). При скорости судна 4 узла (2 м/с) это примерно соответствует 250 с или 16 периодам основной частоты. При этом количество реализаций не может быть меньше 3. В противном случае интенсивные низкочастотные МТ шумы окажутся неразрешёнными и будут искажать результаты оценивания, поскольку с учётом влияния окна эффективное разрешение по частоте равно $\sim 2 \cdot \Delta f$. На малых разносах длина отрезков уменьшается, но минимальная длина окна составляет 3 периода, чтобы смещение оценки, вызванное плохим разрешением частот окрестности нулевой частоты.

Из каждого отрезка удаляется тренд. Различные подходы к удалению тренда изложены в работах (Демидов, 1990; Московская, 2003; Rowston, Busuttill and McNeill, 2003; Ziolkowski and Wright, 2007). Для удаления тренда кривые становления берутся со своим знаком, умножаются на коэффициенты высокочастотного фильтра и суммируются:

$$U_n(t) = \sum_{k=-K/2}^{K/2} U_{n-k}(t) \cdot b_k \quad (3.6)$$

Здесь b - коэффициенты ФВЧ. Эта операция эквивалентна свёртке исходного временного ряда с фильтром B , который получается из фильтра b вставкой $N-1$ нулей между его коэффициентами, где $2N$ равно числу отсчётов в периоде ведущей гармоники. В теории Z-преобразования доказывается (Сергиенко, 2006), что частотная характеристика фильтра B будет равна:

$$S_B(\omega) = S_b(\omega N) \quad (3.7)$$

где $S_b(\omega)$ - частотная характеристика фильтра b , ω - угловая частота. Часто используется трёхточечный фильтр b с коэффициентами $\{-0.25; 0.5; -0.25\}$. Частотная характеристика фильтра b равна

$$S_b(\omega) = 1 - \cos^2(\omega/2), \quad (3.8)$$

и, соответственно, фильтра B :

$$S_B(\omega) = 1 - \cos^2(\omega N/2). \quad (3.9)$$

АЧХ фильтра B в полосе 0.01–10 Гц для периода ведущей гармоники 0.0625 Гц показана на рисунке 3.10.

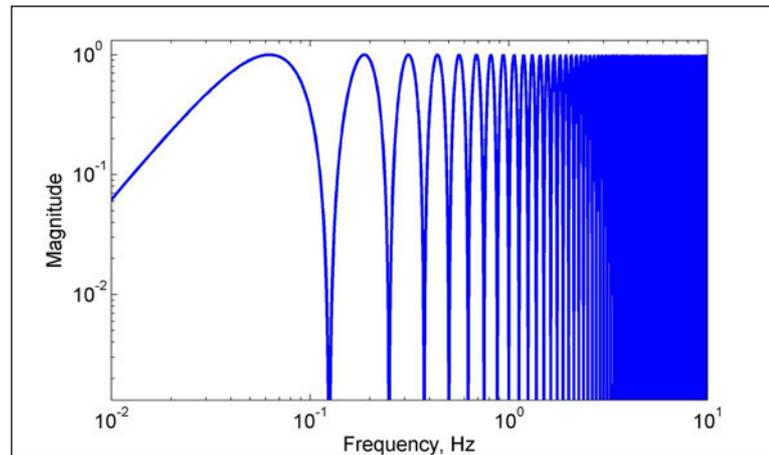


Рисунок 3.10 АЧХ процедуры удаления тренда

Такой фильтр полностью пропускает нечётные субгармоники ведущей частоты $(1,3,5,..) \times 0.0625$ Гц, и полностью подавляет нулевую частоту и чётные субгармоники ведущей частоты $(0,2,4,..) \times 0.0625$ Гц. Данный фильтр обеспечивает удаление тренда между тремя отсчётами, измеренными через интервалы 8 с. Изменение вида исходного фильтра b (в частности, его удлинение) приводит к улучшению подавления между частотами $(1,3,5,..) \times 0.0625$ Гц, однако нечётные гармоники ведущей частоты полностью проходят через такой фильтр.

Перед выполнением ДПФ сигнал сворачивается с окном для уменьшения растекания спектра. Было выбрано 3-членное окно Блэкмана-Харисса (Harris, 1978), которое обеспечивает сильное подавление максимального бокового лепестка (-67 dB), приемлемую ширину главного лепестка (эффективная ширина 1.71), затухание уровня боковых лепестков (-6дБ/октава), а также простое замкнутое выражение для генерации его коэффициентов.

Сворачивание сигнала с окном уменьшает влияние конечных интервалов на результаты оценивания. В результате событие, произошедшее на краях интервала может быть пропущено. Поэтому отрезки выбираются с перекрытием 50%. Для выбранного окна коэффициент корреляции при перекрытии 50% составляет 9.6%, поэтому результаты обработки соседних окон можно считать статистически независимыми.

Для подавления отдельных «плохих участков» во временном ряде переход в частотную область выполняется робастной итерационной процедурой. Для этого на каждой итерации вычисляется ДФП от взвешенного ряда:

$$y_w = \bar{y} + w \cdot (y - \bar{y}), \quad (3.10)$$

где y_w - взвешенный временно ряд, \bar{y} - сумма ряда Фурье, коэффициенты которого получены на предыдущей итерации, w - веса. Для генерации весов были использованы идеи, развитые в работе (Chave and Thomson, 2004) применительно к обработке магнитотеллурических данных.

На первом этапе итерационно вычисляются веса Хьюбера (Хьюбер, 1984) и параметр масштаба, что обеспечивает устойчивое определение стартового значения. На втором этапе параметр масштаба фиксируется и к невязке итерационно применяются режекторные веса.

После получения оценок амплитуд выполняется нормировка сигналов на ток:

$$S_j = \frac{A_j + iB_j}{C_j + iD_j}, \quad (3.11)$$

S -результат оценивания, $\{A, B\}$ – реальная и мнимая часть оценки амплитуды, $\{C, D\}$ - реальная и мнимая часть оценки тока, i -мнимая единица.

После оценивания амплитуд оценивается неопределённость результатов обработки. Это осложнено существенной нестационарностью изучаемого процесса и наличием единственной его реализации. На практике обычно применяется одна из следующих техник:

1. вычисление интервальной дисперсии амплитуд;
2. отношение оценок амплитуд активных и пассивных частот;
3. обработка повторных измерения.

Интервальная оценка дисперсии заключается в вычислении дисперсии обработанных амплитуд в некотором окне, длина которого которое выбирается эмпирически. Например в работе (Behrens, 2005) неопределённость данных оценивается путём вычисления дисперсии соседних оценок на разносах свыше 10 км и полученная оценка принималась в качестве меры аддитивной составляющей шума. В описываемой системе в качестве стандартного был реализован алгоритм, выполняющий робастную аппроксимацию оценок амплитуд параболой и затем вычисляющий дисперсию отклонения оценок от этой параболы. Основная проблема этого и похожих подходов заключается в том, что практически невозможно различить изменения в полях, связанные с геологическими неоднородностями от, например, МТ всплесков. Кроме того, выбор длины окна осуществляется эмпирически, и существенно влияет на результаты оценивания.

Использовании амплитуд поля на «пассивных» частотах (например, Zach and Frenkel, 2010) основано на том соображении, что на пассивных частотах излучаемое поле должно быть равно нулю. Следовательно, отношение оценок на пассивных частотах (в рассматриваемом случае 2,4,6.../16 Гц) к активным частотам (1,3,4.../16 Гц) может служить мерой погрешности данных. Однако такие оценки зачастую приводят нереалистично низким оценкам погрешностей.

На рисунке 3.11 приведены оценки погрешности, выполненные двумя вышеописанными способами.

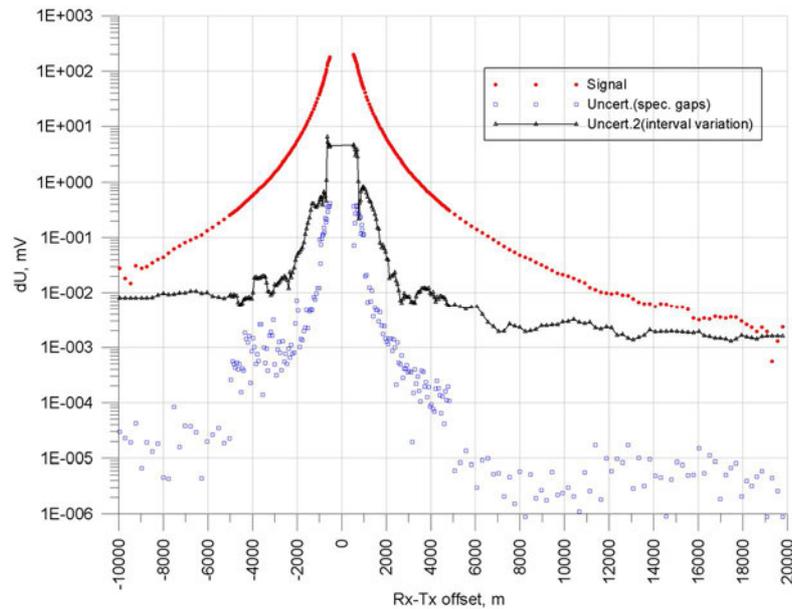


Рисунок 3.11 Оценки неопределённости данных, выполненные путём вычисления интервальных дисперсий оценок (черные треугольники) и отношение пассивных и активных частот (синие кружки). Красные кружки – результат обработки сигнала.

Обе оценки являются нереалистично низкими практически во всём диапазоне разносов.

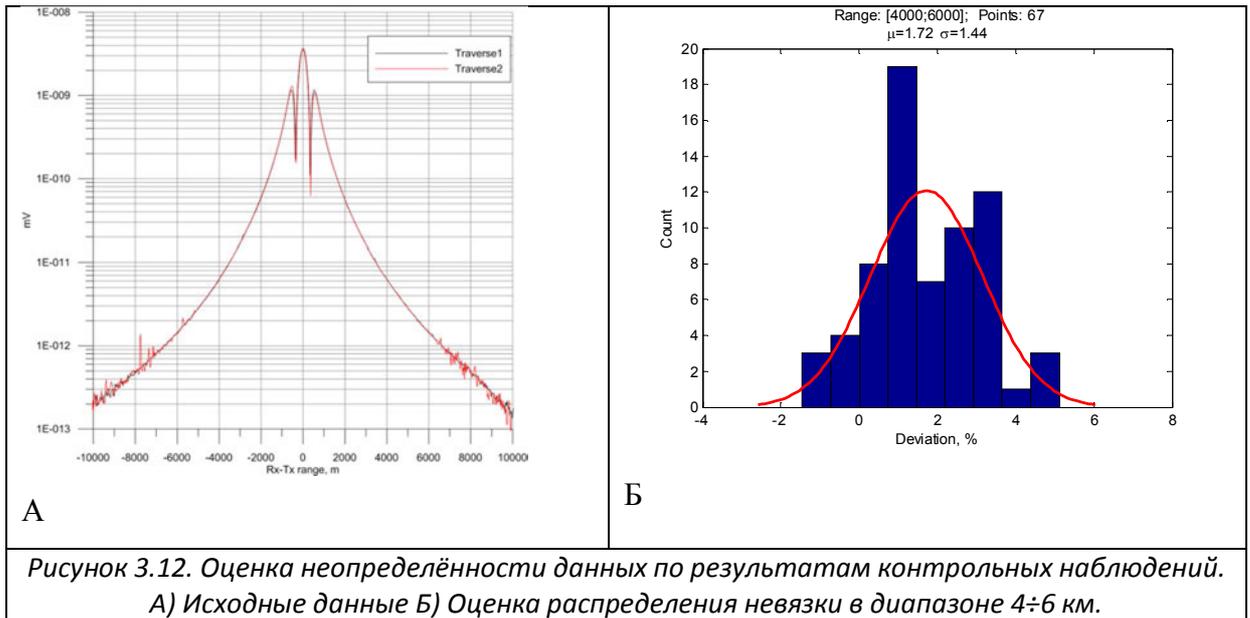
Представляется, что наиболее адекватным является оценка погрешностей данных на основании анализа повторных наблюдений. На основании данных повторных проходов или постановок выполняются статистические оценки уровня неопределённости для различных разносов. Полученную зависимость ошибки от разноса используют для инверсии всех данных на участке. Пример такого оценивания приведён в работе (Marine CSEM of the Scarborough gas field. Part 1: Experimental design and data uncertainty. Myer [et al.], 2012).

Для демонстрации используемого подхода были использованы данные Чёрного моря, где на одном из профилей был выполнен повторного проход источника. Разница между двумя кривыми на малых разносах преимущественно связана с разницей в положении питающего диполя, которое учитывается при инверсии. Поэтому, аналогично (там же), вначале вычислялись отклонения каждой измеренной кривой от одной и той же 1D модели, но с реальными положениями АВ. Оценка ошибки выполнялась по разности полученных остатков. Процедура оценки была следующей:

1. Обработка двух траверзов в коротких пространственных окнах (3 периода=48 с=100 м вдоль профиля)
2. Подбор 1D модели для первого траверза и расчёт двух кривых для реальных положения АВ на каждом траверзе.
3. Вычисление остатков измеренными кривыми относительно своих расчётных величин.

4. Вычисление разности остатков и оценка нормального распределения по полученной выборке в некотором диапазоне разносов.
5. Деление получившегося СКО на 2 для учета более длинных окон, используемых в реальной обработке. Как правило, усредняется ок. 500 м профиля, что составляет 16 периодов на скорости 4 узла. В результате чего при нормальном распределении СКО уменьшается примерно в $\sqrt{16/3} \approx 2.3$ раза.

Входные данные на одной станции и результат оценки на частоте 0.0625 Гц приведён на рисунке 3.12.



Обобщённая кривая приведена на рисунке 3.13. Всплеск шума на разносе 7,5 км связан с магнитотеллурическими пульсациями.

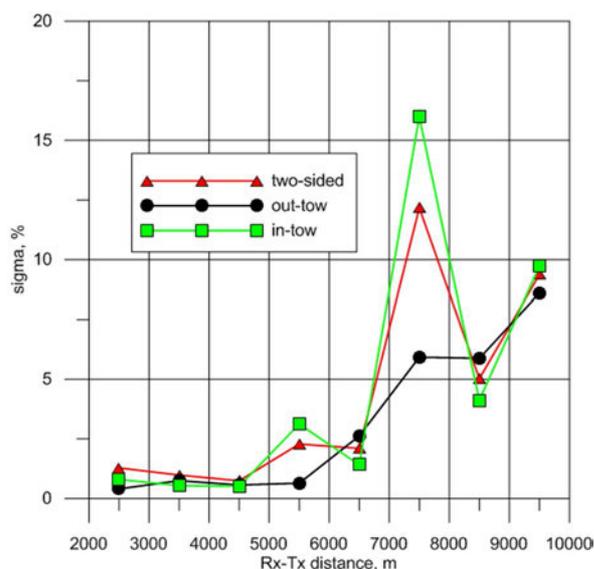


Рисунок 3.13. Результат оценивания уровня внешнего шума на частоте 0,0625 Гц для положительных разносов (красный), отрицательных разносов (зелёный) и общая оценка.

3.4 Выводы к главе

Исходя из вышеизложенного, можно сделать следующие выводы.

1. Шумовой порог рассматриваемых измерений контролируется уровнем естественных помех во всём диапазоне глубин, а не внутренними шумами аппаратуры. Основным источником шума является МТ поле везде, кроме полосы 0.1÷1 Гц, в котором доминирует волновая помеха.
2. Шумовой порог, достижимый в результате обработки рассматриваемых данных в частотной области при глубине моря более 100 м, составляет $5 \cdot 10^{-15} \frac{\text{В}}{\text{А} \cdot \text{м}^2}$ и определяется, в основном, МТ шумами. При малых глубинах (первые десятки метров) шумовой порог, как правило, выше и составляет $10^{-13} \frac{\text{В}}{\text{А} \cdot \text{м}^2}$.
3. Оценивание неопределённости данных следует выполнять по повторным наблюдениям. Вычисления интервальной дисперсии или отношения амплитуд на пассивных и активных частотах зачастую неприемлемы.

ГЛАВА 4. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛЕВЫХ ДАННЫХ

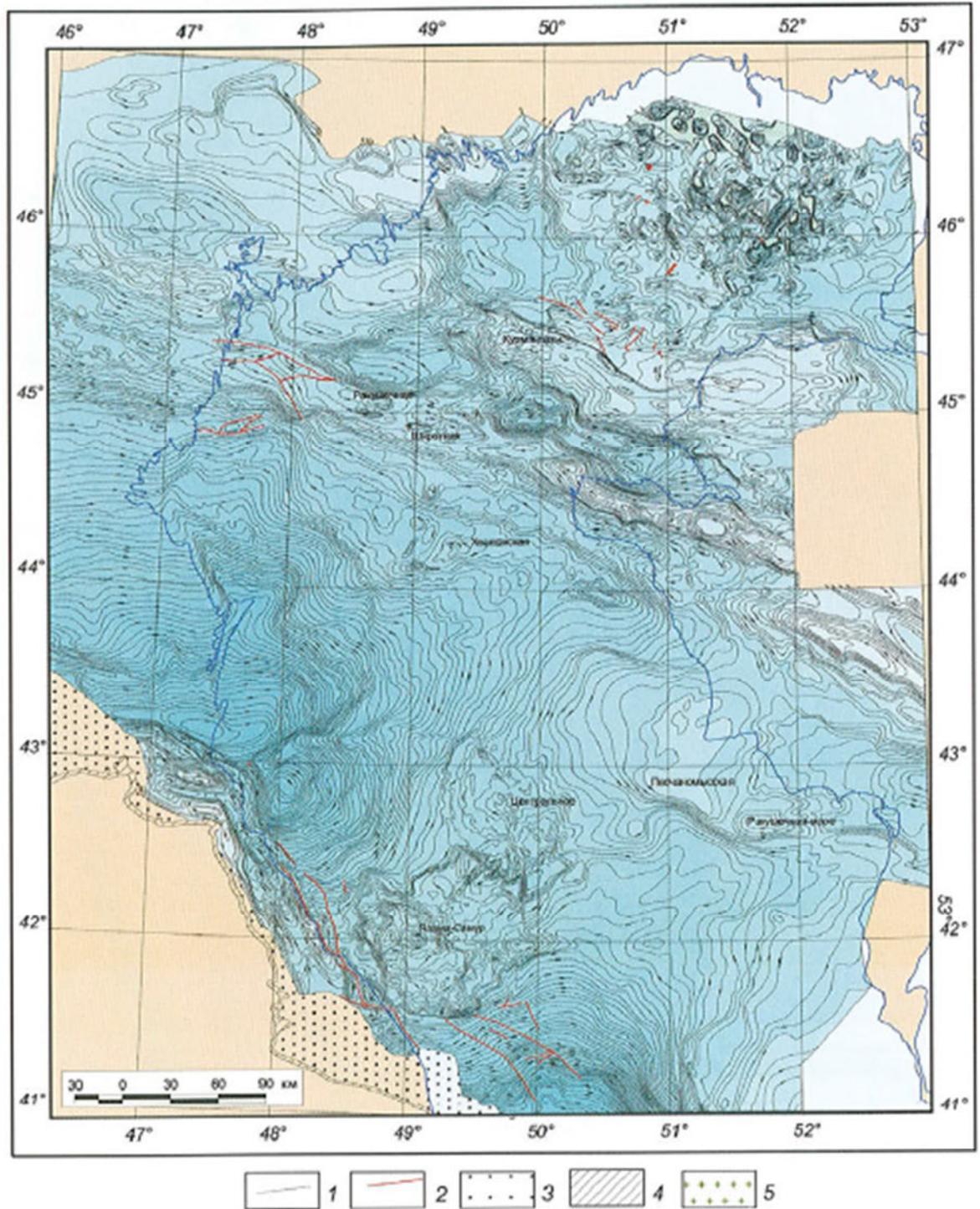
4.1 Геолого-географическая характеристика участка работ

В этой главе рассмотрены основные шаги интерпретации реальных данных, включая выполнение съёмки, обработку данных, инверсию и геологическую интерпретацию результатов инверсии на примере тестовых работ, выполненных на нефтегазоконденсатном месторождении им. В.Филановского. Результаты этой работы демонстрируют практические возможности геометрического зондирования мелководных акваторий.

Рассматриваемый участок работ относится к Центрально-Каспийскому нефтегазоносному бассейну (Северо-Кавказско-Мангышлакская нефтегазоносная провинция) и расположен в пределах южной (Каспийско-Лаганской) ветви кряжа Карпинского. Кряж Карпинского представляет собой выступ в фундаменте северной части Скифско-Туранской палеозойско-мезозойской платформы и структурно входит в Промысловско-Бузачинскую зону поднятий (Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. Глумов [и др.], 2004).

Считается, что фундамент на участке работ залегает на глубине ок. 3 км (там же) и представлен интенсивно дислоцированными, в различной степени метаморфизованными геосинклинальными палеозойскими отложениями (Геологическая модель месторождения углеводородов имени В. Филановского в Северном Каспии. Смирнов [и др.], 2010).

Осадочный чехол Среднего Каспия традиционно разделяют на четыре комплекса (Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря, 2004): пермско-триасовый преимущественно терригенный; юрский карбонатно-терригенный; нижнемеловой преимущественно терригенный; верхнемеловой-эоценовый преимущественно карбонатный и олигоцен-миоценовый терригенный. Главные структурные элементы фундамента отчётливо сохраняются в осадочном чехле на уровне триаса и юры (рисунок 4.1).



1 – изогипсы кровли юрских отложений; 2 – тектонические нарушения; 3 – область отсутствия информации; 4 – выход юрских отложений на поверхность (Б. Кавказ); 5 – соляные кепроки (Прикаспийская синеклиза)

Рисунок 4.1. Кровля домеловых отложений (из (Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря, 2004))

В породах верхнего мела происходит выполаживание главных структур и на уровне кровли майкопа теряются связи между субширотными элементами западного и восточного побережий Среднего Каспия.

Месторождение им. В.Филановского расположено в пределах южной части структуры Ракушечная (Южно-Ракушечная), представляющей собой линейно-вытянутый вал субширотного простираения длиной более 40 км при ширине 4 км (Модель строения и формирования залежей нефти и газа Ракушечной зоны поднятий. Бочкарёв и др., 2008; Бочкарев, Остроухов и Алексеев, 2010) (рисунок 4.2).

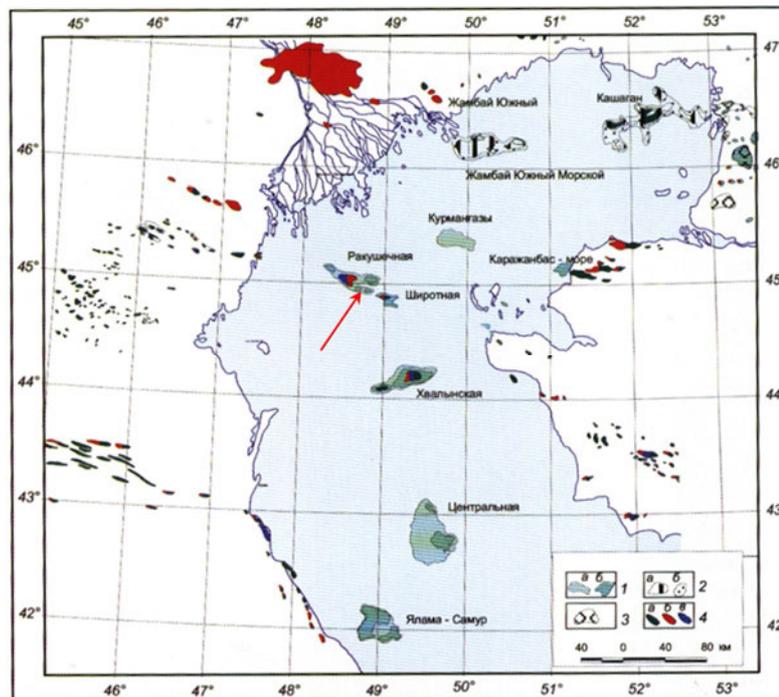


Рисунок 4.2 Схема ключевых структур Северного и Среднего Каспия (из (Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского Моря, 2004), с изменениями). 1-структуры в мезозойских отложениях: а – зоны поднятий и своды, б – локальные купола. 2 – структуры в палеозойских отложениях: а – зоны поднятий и своды, б – локальные купола. 3 – рифы в палеозойских отложениях суши. 4 – месторождения: а – нефти, б – газа, в – конденсата. Стрелкой показано положение месторождения им. В. Филановского (Южно-Ракушечное поднятие).

К моменту проведения электроразведочных работ на месторождении были пробурены три скважины, обозначенные на рисунке 4.3 номерами 1-3 (номера скважин условные).

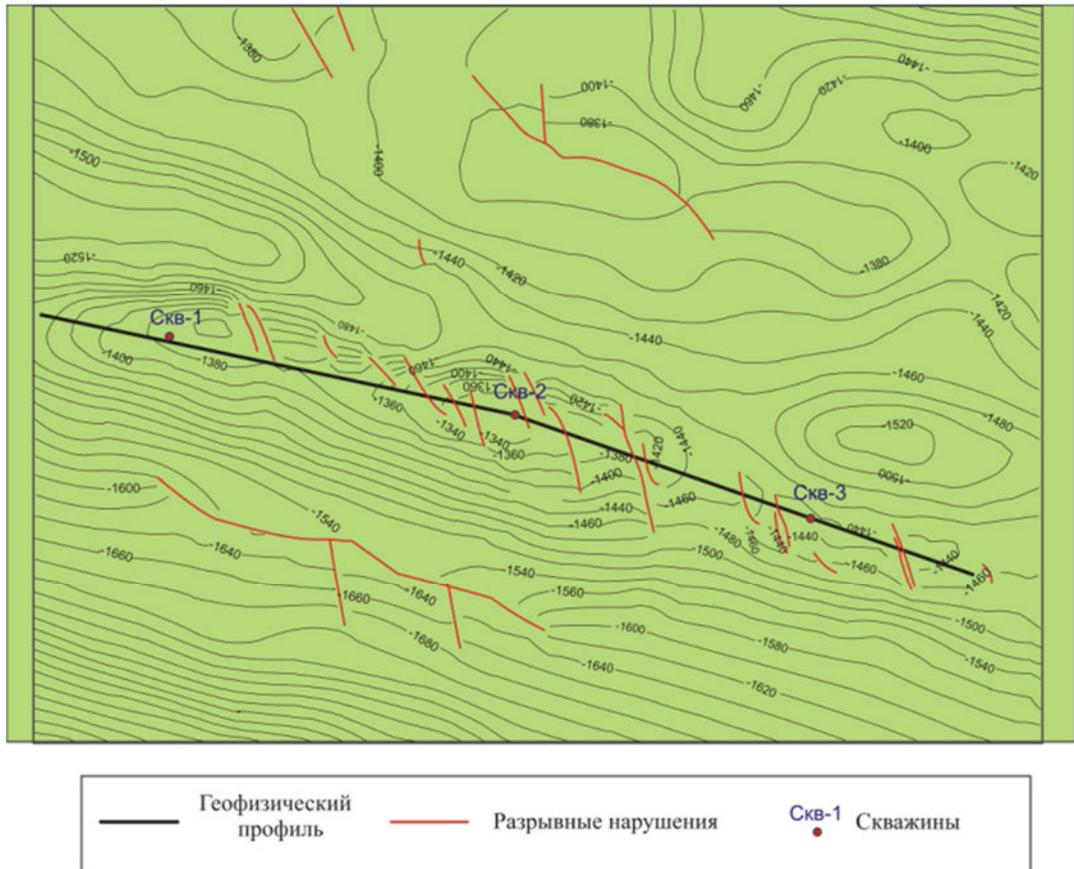


Рисунок 4.3. Кровля продуктивных неокомовских отложений и линия наблюдений.

Обобщённая литолого-стратиграфическая колонка по скважине 1 приведена на рисунке 4.4.

Система	Отдел	Индекс	Глубина/ Мощность, м	Литологическая колонка	Литологическая характеристика
Четвертичная	эоплейстоцен/ неоплейстоцен/ голоцен	Q ₁₋₂	398/398		Глинистая толща с редкими прослоями алевролитов и следами песчаников
Меловая	верхний	K ₂	1128/436		Известняки. Переслаивание мергелей и известняков. Известняки с прослоями глинистых известняков. В нижней части разреза переслаивание алевролитов и глин. Отмечаются вкрапления сульфидов железа
Юрская	средний/ верхний	J ₂ - J ₃	1730/318		Мергели с прослоями пелитоморфных известняков. Аргиллитоподобные глины. Переслаивание алевролитов, глин и песчаников
			1930/200?		
Юрская	нижний	J ₁	-2000/-0-80		Преимущественно глинистая толща
Триасовая	средний/ верхний	T ₂ - T ₃	~2600/~500-600?		В толще преобладают песчаники, возможны слои известняков. В верхней части разреза возможно развитие вулканогенно-терригенного комплекса пород
			Бурением не вскрыта		

Условные обозначения

песчаники	глины, аргиллиты	известняки	вулканогенно-терригенный метаморфизованный комплекс пород
алевролиты	глины известковистые	известняки глинистые	
алевролиты глинистые	мергель	известняки доломитизированные	
			а) б) залежи: а) газовые; б) нефтяные

Рисунок 4.4. Обобщённая литолого-стратиграфическая колонка по скважине 1.

Фундамент на участке работ предположительно представлен дислоцированными и метаморфизованными отложениями палеозоя, залегающими на глубине 3 км (Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского Моря, 2004). Выше залегает триасовая система, не вскрытая бурением на участке. Имеющиеся данные по скважине Широтная-1 (месторождение

им. Корчагина) (Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Широкой площади Северного Каспия (месторождение им. Ю.Корчагина). Манцурова [и др.], 2005) позволяют предположить, что эти отложения сложены переслаиванием аргиллитов и алевролитов. Юрская система представлена преимущественно глинами, алевролитами, аргиллитами. Нижнемеловой интервал сложен глинисто-алевролитовой толщей, в верхней части которого присутствуют две пачки карбонатов с мощностями ок. 20 м каждая. Выше по разрезу расположен интервал, стратиграфически охватывающий интервал от верхнего мела до эоцена, и сложенный известняками и мергелями. Выше эоцена залегает слой существенно глинистых отложений майкопской серии. Отложения плиоцена и четвертичные отложения представлены глинистой толщей с прослойками алевролитов и песчаников в верхней части.

На месторождении выявлены четыре залежи: газоконденсатнонефтяные в келловейском и аптском ярусах, газонефтяная в неокомских надъярусе и газоконденсатная в альбском ярусе нижнемеловых отложений (Бочкарев, Остроухов и Алексеев, 2010). Все залежи пластового типа, за исключением келловейской и вышезалегающих мелких залежей, выявленные в восточной части месторождения в небольшом по размерам тектоническом блоке. Основная доля запасов нефти промышленного значения приходится на нефтяную залежь неокомского возраста. По поверхности неокомских отложений складка по замкнутой изолинии минус 1461,7 м имеет размеры 38,8 x 5,0 (4,5) км и амплитуду 96 м (там же). Расположение линии наблюдений относительно кровли продуктивной неокомской толщи отложений приведено выше на рисунке 4.3.

Некоторые характеристики продуктивных отложений приведены в таблице 4.1.

Таблица 4.1. Некоторые характеристики продуктивных отложений и нефтегазоносности нефтегазоконденсатного месторождения им. В.Филановского⁶

Залежь		Характеристика пласта								Характеристика флюида				Извлекаемые запасы C1/C2 нефти, млн.т <u>газа, млрд.м³</u>
№№ п/п	Тип флюида	Возраст	Литология	Глубина залегания	Размеры залежи по ГВК, ГНК, км (высота, м)	Площадь нефтеносности (газоносности), тыс. м ²	Нефтенасыщения (газонасыщения). м	Открытая пористость, %	Проницаемость, мкм ²	нефть		газ		
										Плотность г/см ³ /вязкость мПа*с	Попутные компоненты и их содержание %	Содержание стабильного конденсата. г/см ³	Попутные компоненты и их содержание %	
1	газ, конд.	K1, ab	Терр.	1176-1181, 1223-1225	16,5x4,0 (93,3)	87675	8,6	24	-	-	-	53	N-1.2 CO2-0.8	17.5/2,5
2	Нефть, газ, конд.	K1, ap		1244-1253, 1289-1298	16.0x3,5-2,0 (60)	14108 (24374)	7-19 (14,5)	23-24	2.4	0,825/0,76	S – 0,3 параф.-11,8 смолы и асф.-2,9	55	N-2.6 CO2-0.2	<u>4.8/9</u> 7/0
3	газ, нефть	K1, nc		1349-1353, 1394-1411	35.5x3,5-0,75 (75,7)	63119 (6901)	9-25 (6,8)	21-27	0.004	0.813/0,55	S – 0,1 параф.-8,7 смолы и асф.-1.47		N-2 CO2-0.4	<u>124/5</u> 1.4/0,6

*)Пластовая температура – 60-68°С

⁶ По материалам Государственного баланса запасов полезных ископаемых Российской Федерации за 2006 и 2009 гг.

4.2 Система наблюдения

Общая схема установки приведена на рисунке .

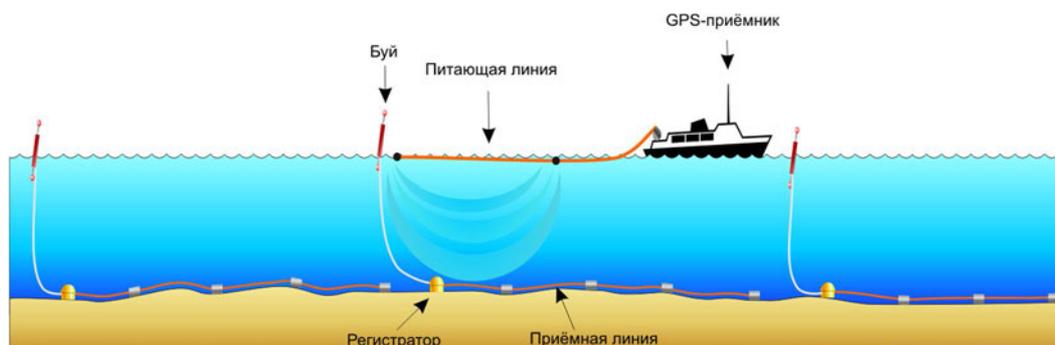


Рисунок 4.5. Общая схема выполнения измерения (работы 2008 г. в Сев. Каспии).

Для работы использовалось три судна. Основным являлось гидрографическое судно «ГС-202» (рисунок 4.6А). Оно использовалось для буксировки питающей линии и постановки части кабельных систем, на нём проводилась набортная обработка первичных материалов. В работах принимали участие два маломерных катера (рисунок 4.6Б) поддержки, с которых выполнялась постановка большей части кабельных систем, а также их съём.

А)



Б)



Рисунок 4.6. Судна, на которых были выполнены работы 2008 г.
А) Гидрографическое судно «ГС-202» Б) вспомогательный катер.

Система приёма состояла из донных приёмных линий, соединённых с автономными регистраторами (кабельные системы), размещённых на дне моря. Использовались приёмные линии длиной 500 м. Каждая кабельная система состояла из электронного блока (логгера) в герметичном корпусе и подключённой к ней косе, на которой расположены приёмные электроды, образующие 4 канала. Регистрация сигнала на каждом канале выполнялась 24-х разрядным АЦП с предусилителем. Логгеры снабжены высокоточными термостабилизированными опорными генераторами с относительной ошибкой ок. 10^{-7} . Перед

постановкой и после подъема каждой станции осуществлялась поверка её внутренних часов с сигналами точного времени GPS. Накопленная разница линейно разбрасывалась по всему интервалу измерений.

Внешний вид кабельных систем показан на рисунке 4.7.

А)



Б)



Рисунок 4.7. Внешний вид кабельных систем. А) Регистраторы в прочных корпусах Б) Приёмные линии с электродами.

Каждая приёмная линия была оборудована 5 электродами, расстояние между которыми равнялось 125 м. Пять приёмных электродов M_1, M_2, M_3, M_4, M_5 были коммутированы таким образом, чтобы образовывать две приёмных трёхточки с общим центральным электродом: M_1, M_3, M_5 и M_2, M_3, M_4 . Каждая трёхточка измеряла разность потенциалов ΔU и её первую разность $\Delta^2 U$. Схема коммутации электродов в приёмной косе приведена на рисунке 4.8.

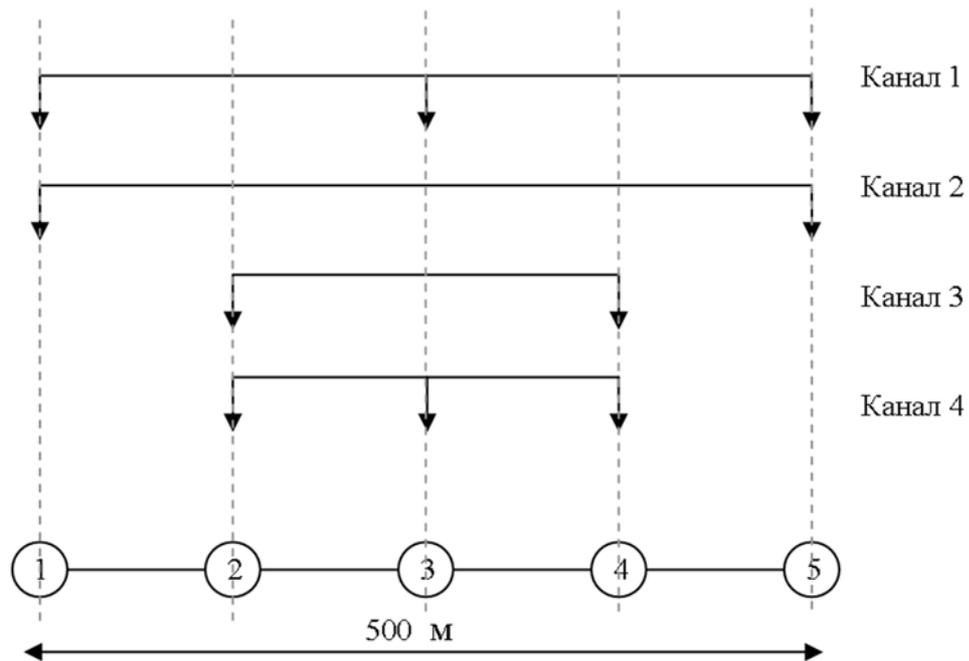


Рисунок 4.8. Схема коммутации электродов в приёмной косе (измерения 2008 г.). В этой работе использован только канал 2 (или 3 в случае неудовлетворительного качества канала 2).

Приёмные линии укладывались на дно моря по отдельности, одна за другой. Позиционирование приёмных линий осуществлялось прямым измерением точки сброса регистратора по GPS приёмнику. При глубине моря в несколько метров точка сброса соответствует истинному положению регистратора. Положение каждого отдельного электрода вычислялось в предположении, что электроды лежат вдоль линии профиля через равные промежутки 125 м.

Система возбуждения состояла из питающей линии, которая буксировалась по поверхности моря. Расстояние между питающими электродами составляло 512 м. В питающую линию подавались разнополярные прямоугольные импульсы тока длиной 4 с, перемежаемые паузами длиной 4 с. Сила тока в питающей линии составляла ок. 300 А (в отдельных случаях до 420 А) и, таким образом, момент питающего диполя равнялся ~150 кАм. Спектральный состав излучаемого тока приведен на рисунке 4.9.

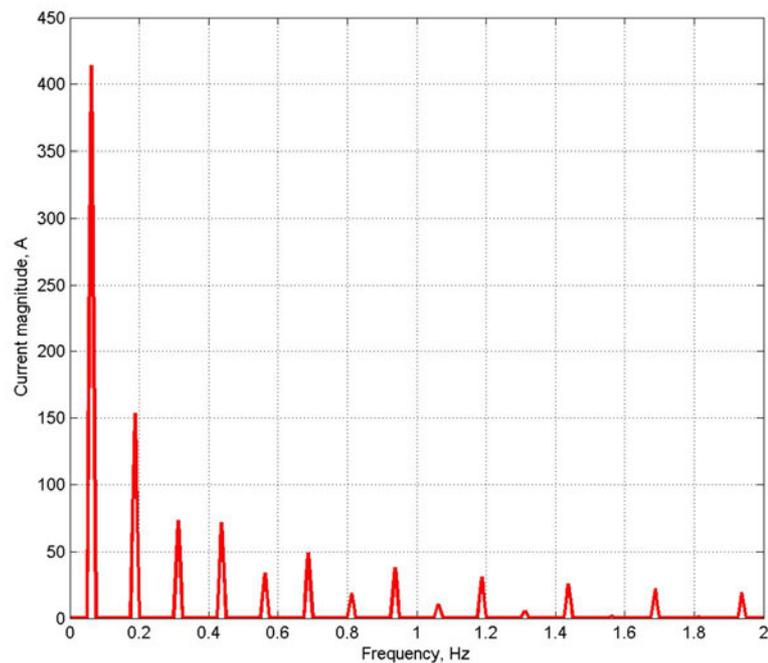


Рисунок 4.9. Спектральный состав излучаемого тока.

Теоретически, значение силы указанной формы тока на чётных гармониках должно равняться нулю. На практике это не так, но амплитуда излучаемого на чётных гармониках тока составлял менее 0.02% от силы тока на ведущей частоте (рисунок 4.10).

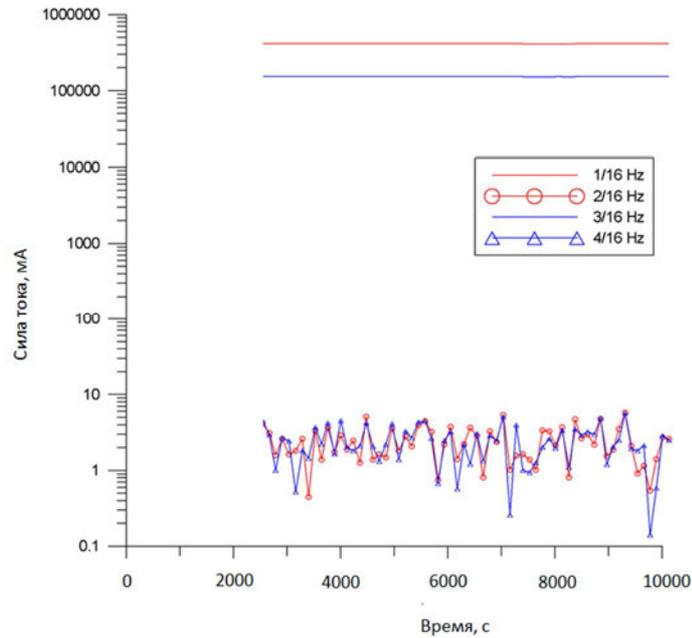


Рисунок 4.10. Значение силы тока на нескольких частотах мере движения судна вдоль профиля.

Для динамического позиционирования питающей линии в 2008 г. использовался только судовой GPS-приёмник. Координаты питающих электродов вычислялись в предположении, что электроды движутся по линии, аппроксимирующей траекторию судна. Судно-источник теряло управляемость при малой скорости движения. Поэтому скорость отстрела профиля была относительно велика и составляла 4 узла (2 м/с). Отсутствие судовых подруливающих устройств привело к достаточно большой ошибке судовождения. На рисунке 4.11 приведено среднеквадратичное отклонение судна от линии профиля, рассчитанное для интервалов длиной 500 м, что приблизительно соответствует длине питающего диполя.

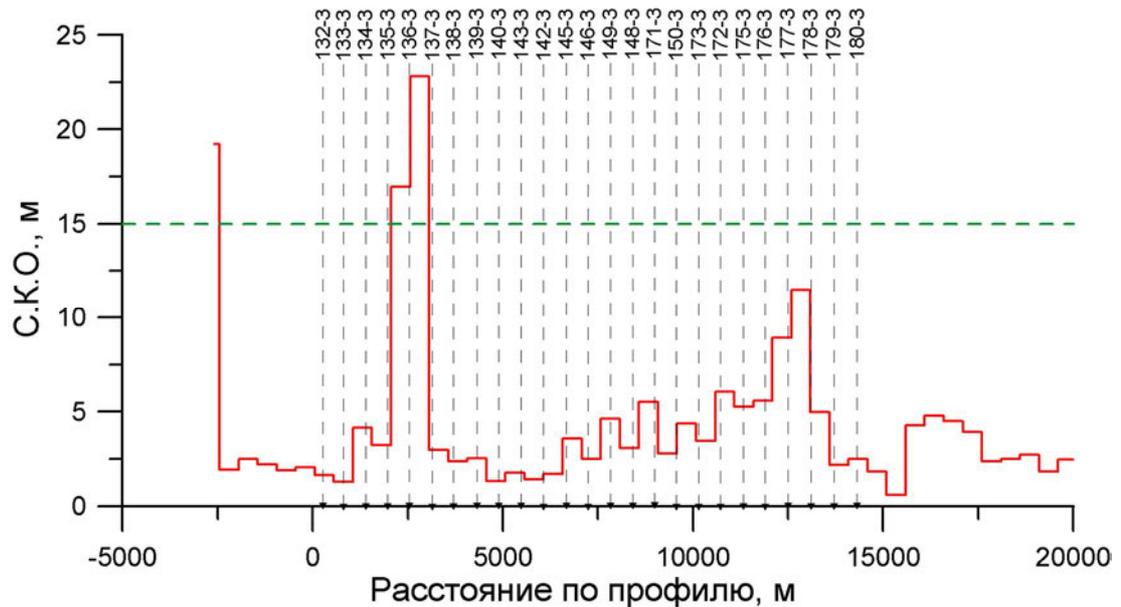


Рисунок 4.11. Среднеквадратическое отклонение судна от линии профиля при отстреле Постановки 4 (Сев. Каспий, 2008 г.). Длина интервала осреднения 500 м. Пунктиром показано значение 15 м. соответствует длине питающего диполя. В некоторых случаях СКО отклонение могло превышать 15 м.

При обработке геометрических зондирований, когда используются разносы от 1 до 10 км, эта ошибка не играет большой роли. Но она явилась одной из причин, по которым из инверсии были исключены данные на разносах менее 1 км.

Методика выполнения работ включала три главных технологических операции: постановку кос на дно; проход вдоль профиля и генерация тока (отстрел); сбор станций. Процесс постановки кабельных систем показан на рисунке 4.12.

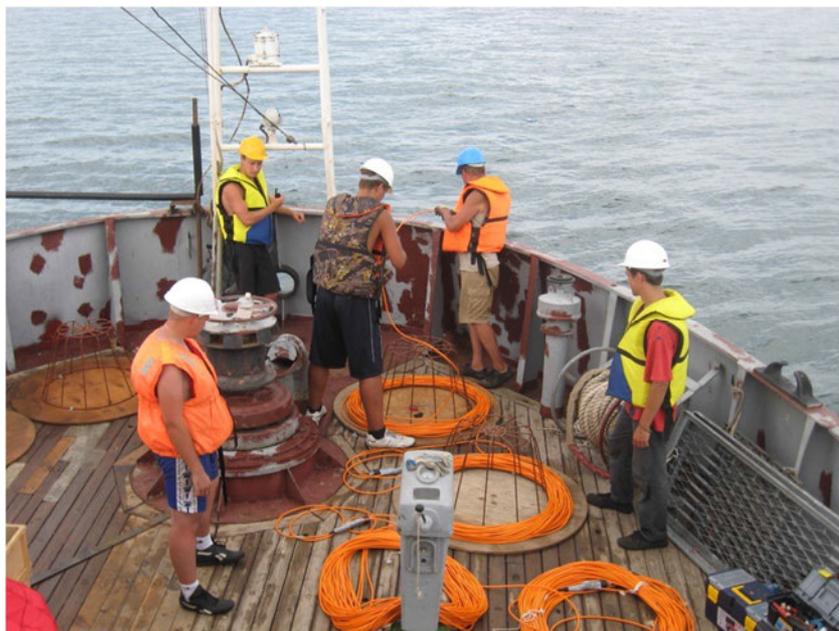


Рисунок 4.12. Процесс постановки кабельных систем с судна-источника.

Общая длина профиля составила 26,5 км. Было выполнено 4 постановки. В общей сложности измерения выполнены в 62 точках (рисунок 4.13).

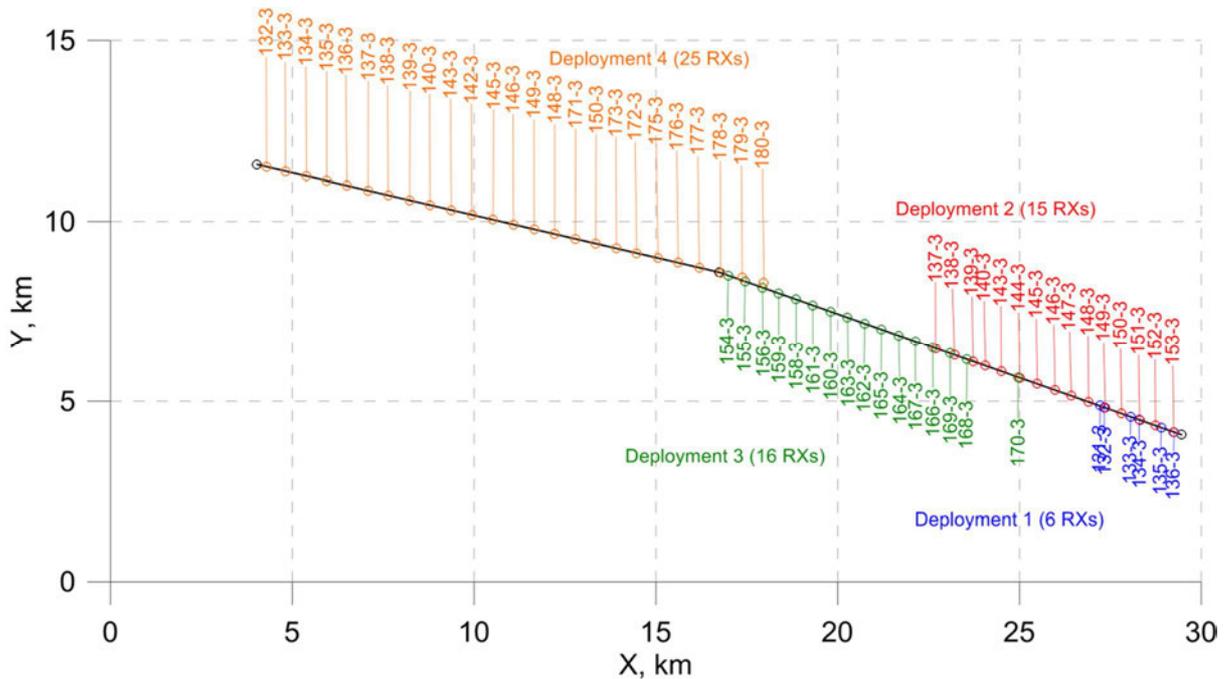


Рисунок 13. Расположение приёмников на профиле измерений.

4.3 Анализ первичных данных

Первичные данные обрабатывались в соответствии с изложенным в предыдущих главах.

Основными операциями были следующие:

- Калибровка каналов, т.е. обработка калибровочных записей и вычисление фактических коэффициентов усиления на каждом канале.
- Учёт данных поверки часов и линейный разброс накопленной ошибки по всему интервалу измерений.
- Обработка данных позиционирования и вычисление координат приёмных электродов.
- Обработка данных динамического позиционирования питающей линии, и вычисление координат питающих электродов для каждого периода тока.
- Обработка сигналов на 5-ти частотах и построение кривых геометрических зондирований.

Алгоритм обработки первичных данных описан в предыдущих разделах.

Обработка данных была выполнена на пяти частотах: 0.0625, 0.1875, 0.3125, 0.4375 и 0.5625 Гц. В данной работе используются данные, записанные каналом 2 (электроды M_1, M_5 , MN=500 м). В тех случаях, когда канал 2 оказывался сильно зашумлён, использовался канал 3 (электроды M_2, M_3 , MN=250 м). Разностные каналы использовались только для анализа шума.

Вид обработанных кривых геометрических зондирований показан на рисунке 4.16-4.22.

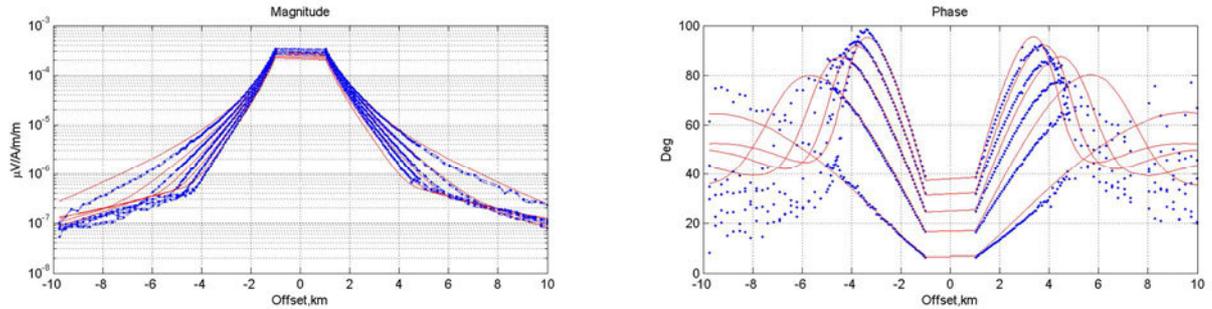


Рисунок 4.16. Кривые геометрических зондирований на одной станции на пяти частотах. Слева амплитуды, справа фазы. Показано 5 частот. Синие точки – измеренные данные, красные кривые – расчетные кривые от 1D модели.

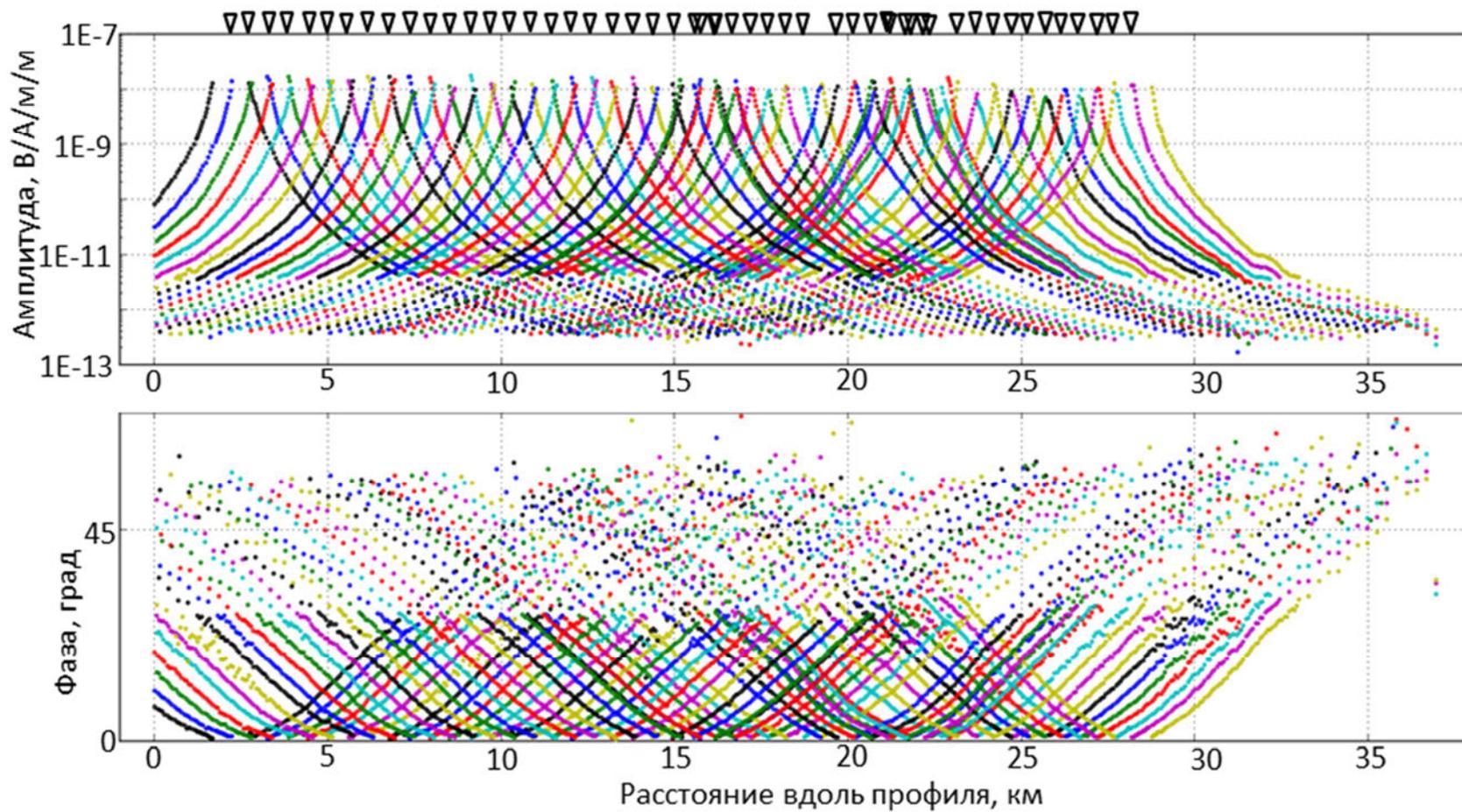


Рисунок 4.17. Кривые дистанционных зондирований вдоль профиля на частоте 0,0625 Гц

Обработанные кривые были отредактированы в ручном режиме таким образом, чтобы удалить точки, на которых доминируют шумы. Эта процедура была выполнена независимо на каждом приёмнике для каждой частоты. Отредактированные данные в виде псевдоразрезов нормированных полей показаны на рисунках 4.18-4.22.

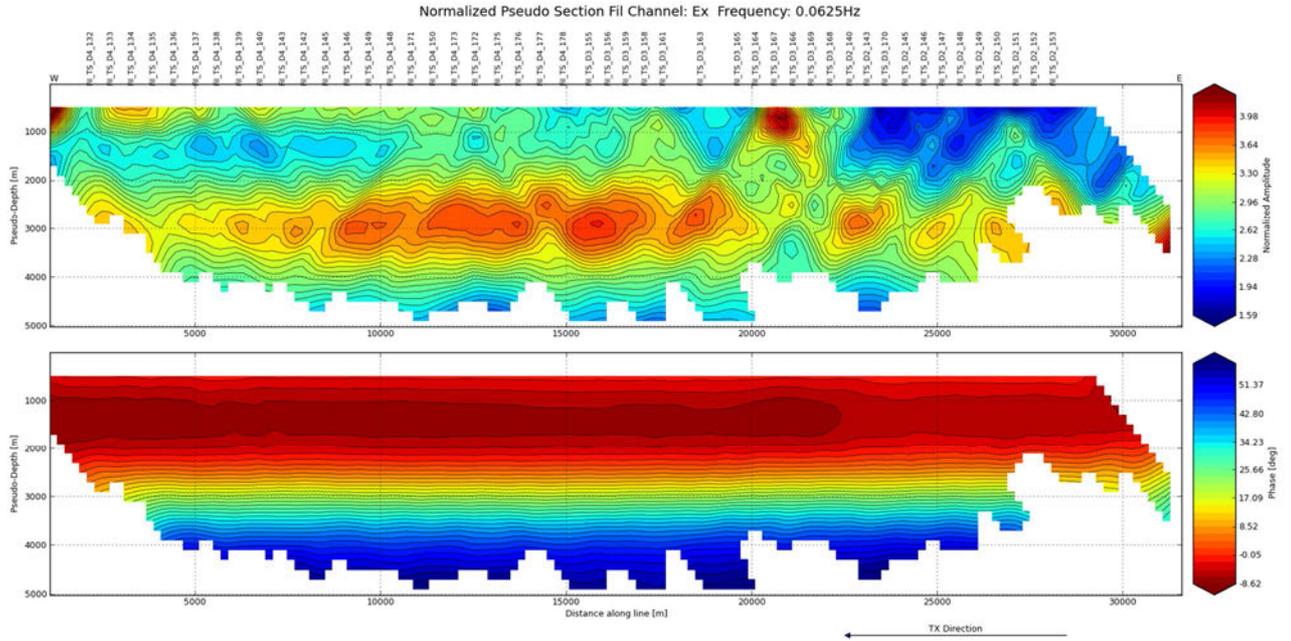


Рисунок 4.18. Псевдоразрез нормированного поля на частоте 0,0625 Гц.

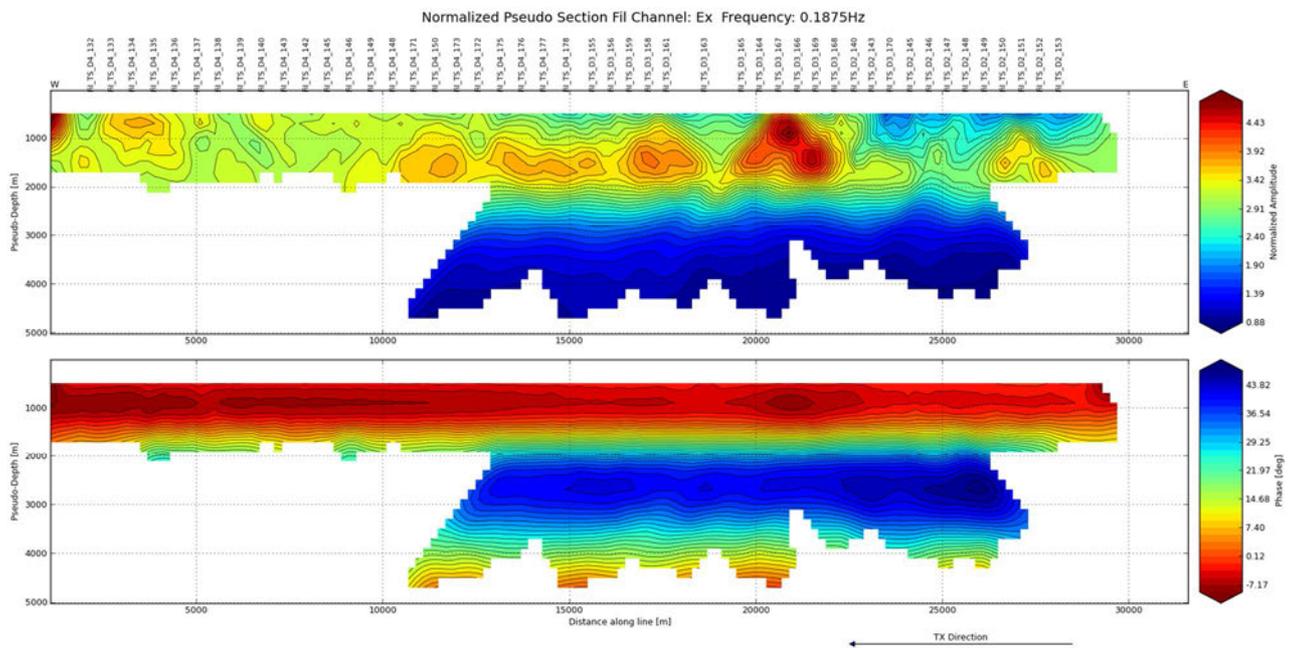


Рисунок 4.19. Псевдоразрез нормированного поля на частоте 0,1875 Гц.

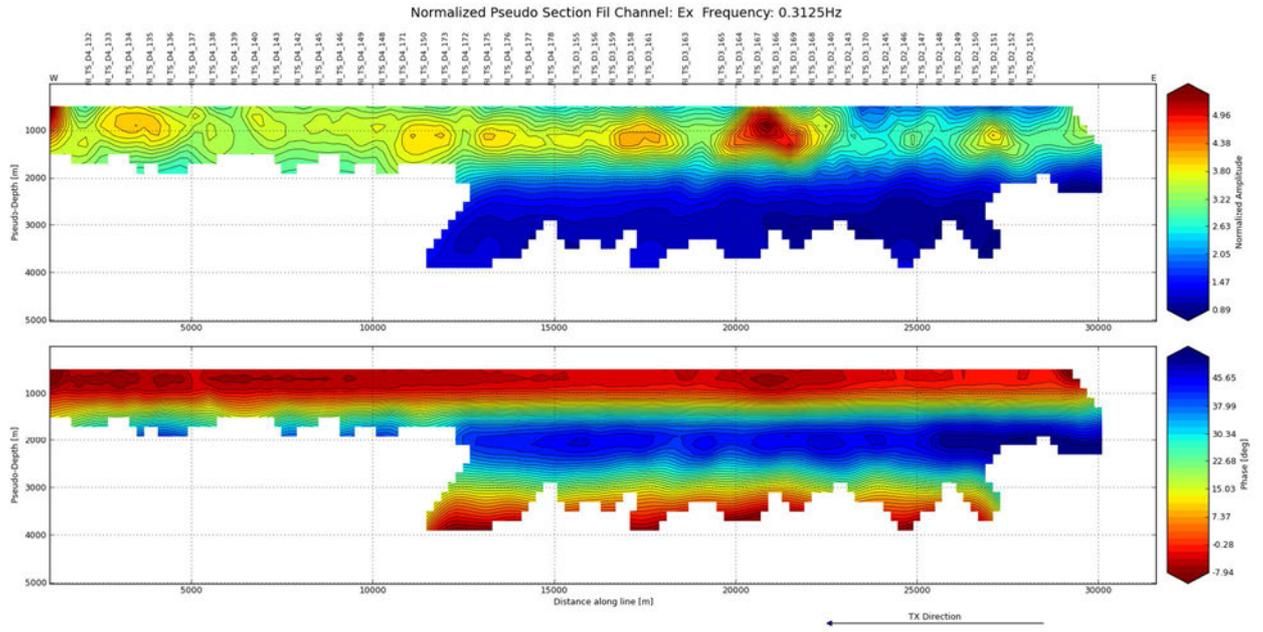


Рисунок 4.20. Псевдоразрез нормированного поля на частоте 0,3125 Гц.

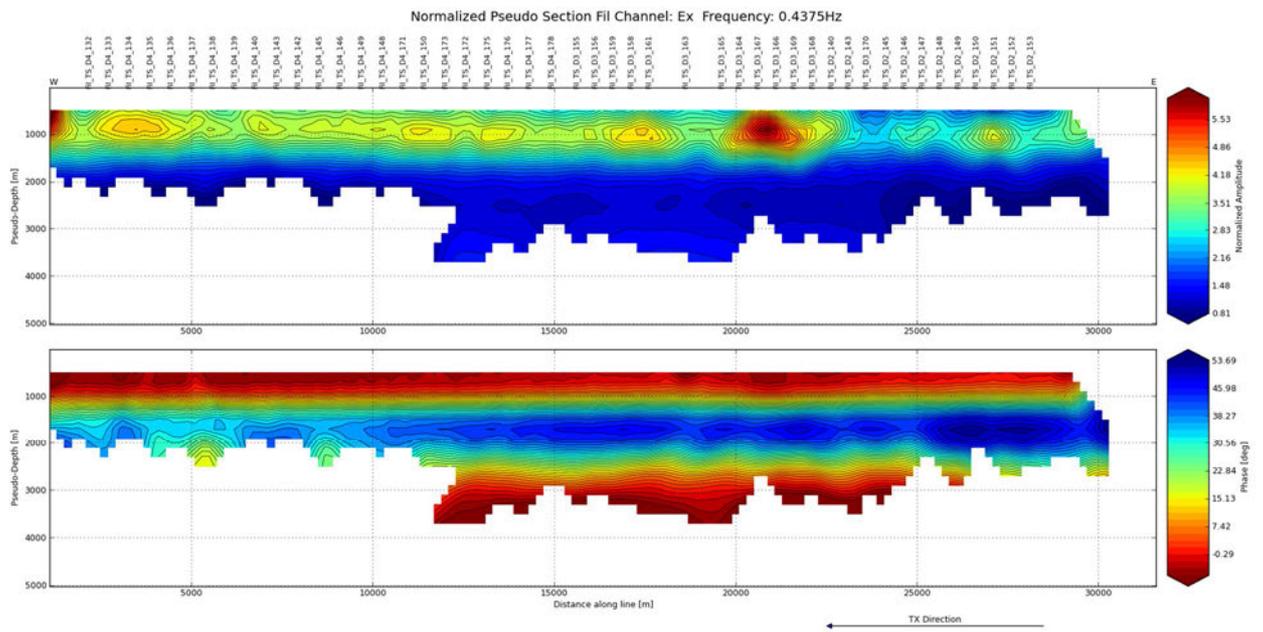


Рисунок 4.21. Псевдоразрез нормированного поля на частоте 0,4375 Гц.

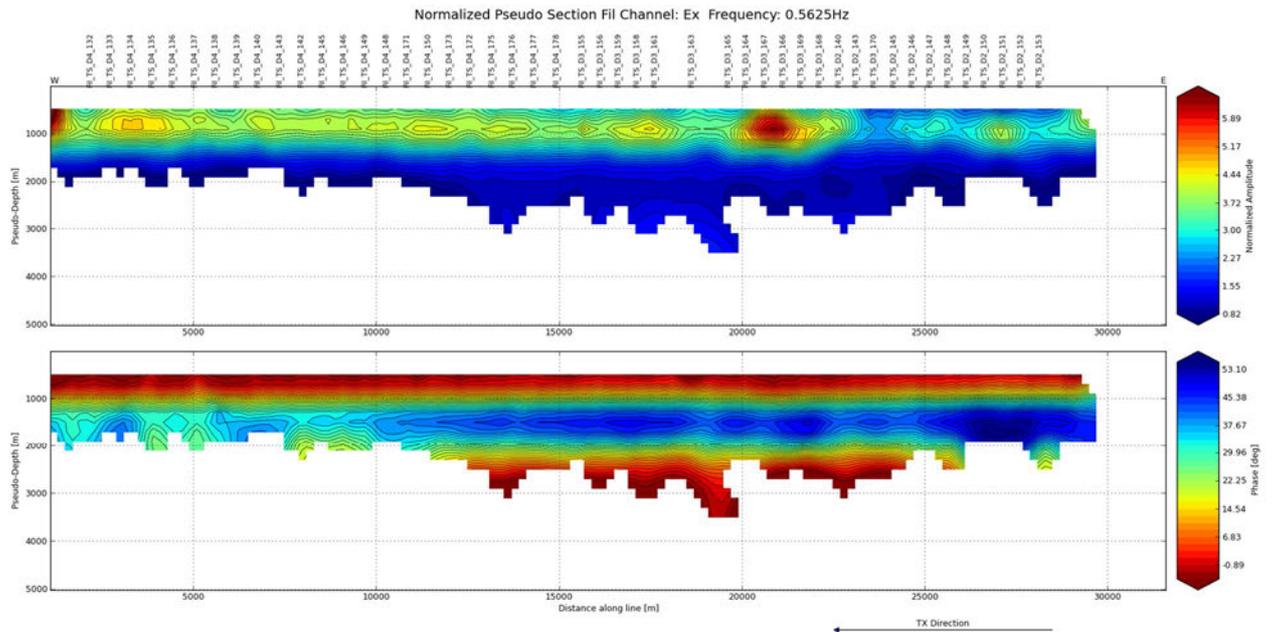


Рисунок 4.22. Псевдоразрез нормированного поля на частоте 0,5625 Гц.

Анализ данных показал, что основными источниками ошибок в измерениях были: волновая помеха, магнитотеллурическая помеха, а также ошибки в геометрии системы.

Роль волновой помехи особенно ярко проявлена на частоте 0,1875 Гц. Так, на приёмниках, расположенных в диапазоне пикетов 16-23 км, данные пригодны для инверсии до разносов 8-9 км. В других частях профиля разносы свыше 4 км были удалены из-за высокого уровня помех. Это произошло потому, что пикеты 16-23 км (постановка №3) были отработаны во время тихой погоды, когда влияние волновой помехи было минимальным. Такая же тенденция присутствует на частотах 0,3125, 0,4375 и 0,5625 Гц, но практически не проявлена на основной частоте 0,0625 Гц.

Влияние магнитотеллурической помехи в данном случае было выявлено после инверсии. Оно проявляется в наличие в псевдоразрезе участков с ухудшенной невязкой позволяющей предположить существование синхронных колебаний в записях разных регистраторов. Этот вид помехи будет рассмотрен далее вместе с результатами инверсии.

Ошибка геометрии системы играет существенную роль в обсуждаемых данных. Во время выполнения измерений фиксировались только координаты точки сброса логгеров (см. выше). Координаты электродов были определены путём экстраполяции в предположении, что кабель уложен вдоль прямой линии. В результате точность определения координат приёмных электродов, по всей видимости, не превышала 30 м.

Ошибка в геометрии системы проявляется в «изрезанности» псевдоразрезов амплитуд, при котором амплитуда сигнала приёмника систематически отличается от амплитуды соседних станций. Выполненные расчёты показывают, что этот эффект вызывается прежде всего

ошибкой в определении расстояния между приёмными электродами, а неточное знание ориентации и формы кабеля на дне играет второстепенную роль. На достаточно больших разносах этот эффект можно считать мультипликативным. Подтверждением природы указанного эффекта служит тот факт, что псевдоразрезы фаз медленно меняются в латеральном направлении, сохраняя преемственность между соседними пикетами.

Влияние ошибок геометрии системы проявляется также в том, что на малых разносах измеренные амплитуды систематически отличаются от расчётных значений. В ряде случаев измеренные значения не могут быть получены в расчётах при любых разумных распределениях УЭС в разрезе. Влияние такого рода ошибки быстро уменьшается с увеличением разноса. Поэтому из инверсии были исключены данные на разносах менее 1 км.

В целом данные обладают приемлемым качеством. Максимальные разносы, пригодные для инверсии, составляют в среднем 8-9 км на частоте 0,0625 Гц. На более высоких частотах этот показатель равен 4 км по краям профиля, достигая 6-8 км в диапазоне пикетов 16-23 км (постановка №3).

Переходя к качественному описанию псевдоразрезов, следует прежде всего обратить внимание на повышение значений поля на частоте 0,0625 Гц практически вдоль всего профиля в диапазоне псевдоглубин 2-4 км (разносы 4-8 км). В соответствии с устоявшимися представлениями это свидетельствует о наличии плохопроводящего объекта в разрезе. Подобная тенденция сохраняется на других частотах, однако область повышенных значений амплитуд смещается в сторону меньших разносов.

В качестве яркой особенности следующего порядка следует отметить локальное увеличение амплитуд на пикетах 20-22 км в диапазоне псевдоглубин 0,5-1,5 км (разносы 1,5-3 км). Это повышение присутствует на всех частотах и хорошо видно непосредственно в кривых геометрических зондирований тех станций, данные которых образуют указанную область псевдоразреза. По всей видимости, этот эффект связан с наличием неглубокозалегающего тела высокого УЭС.

Что касается других особенностей амплитуд, а также поведения фазовых кривых, то сложная структура переменного электромагнитного поля не позволяет на качественном уровне ассоциировать их с изменением УЭС в разрезе.

4.4 Опорная геоэлектрическая модель

Для составления базовой геоэлектрической модели был использован каротаж по скважине 1 (рисунок 4.23).

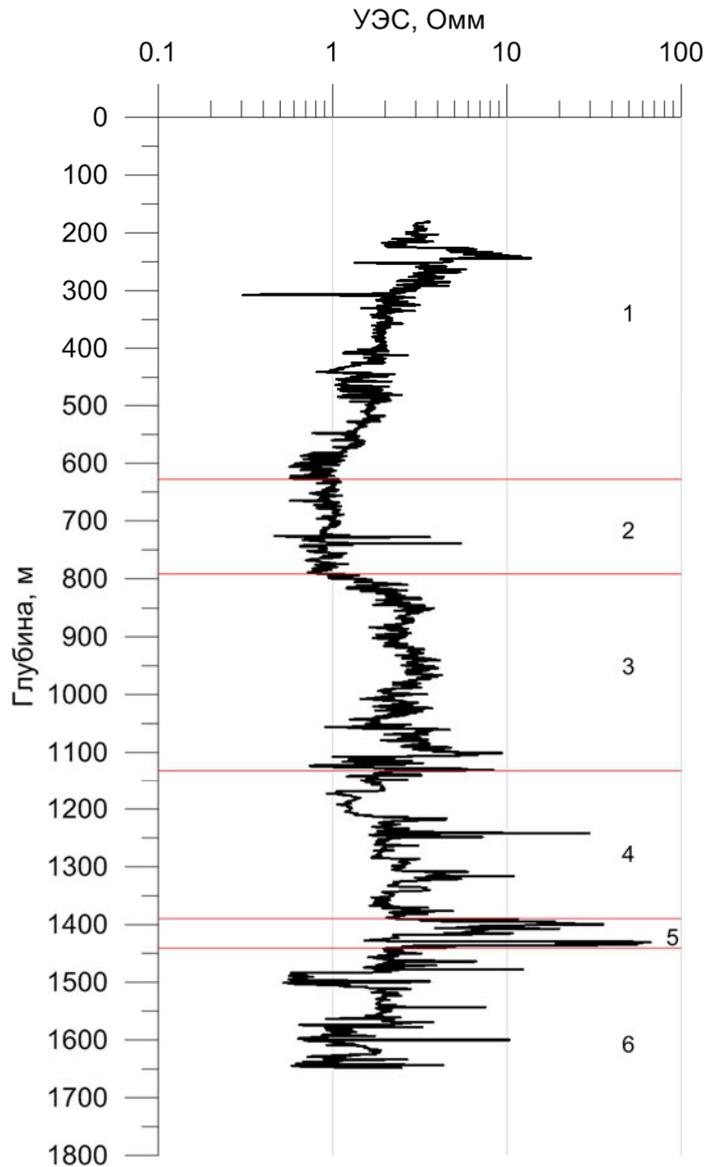


Рисунок 4.23. Пластовое УЭС в скважине 1. Цифры обозначают номера слоёв обобщённой геоэлектрической модели (пояснения в тексте).

Геологический разрез был разделён на крупные интервалы со сходными электрическими свойствами, которые примерно совпадают с границами тех или иных стратиграфических интервалов. Были рассчитаны средние поперечные ρ_n и продольные ρ_l УЭС слоёв геоэлектрической модели (Хмелевской, 1970):

$$\rho_n = \frac{T}{H}, \quad (4.1a)$$

$$\rho_l = \frac{H}{S}, \quad (4.1б)$$

$$T = \sum h(z)\rho(z), \quad (4.2a)$$

$$S = \sum h(z)/\rho(z), \quad (4.2б)$$

где ρ_n – среднее поперечное УЭС, ρ_l – среднее продольное УЭС, ρ – дискретные значения УЭС на каротажной диаграмме, T – суммарное поперечное сопротивление пород в интервале глубин (a;b), h – шаг каротажной диаграммы, z – глубина, $H = \sum h(z)$. Суммирование

дискретных значений выполняется в диапазоне глубин (a;b). Полученные значения сведены в таблицу 4.2.

Таблица 4.2. Параметры обобщённой геоэлектрической модели.

Номер слоя	Возраст	Мощность, м	Литология	ρ_n	ρ_l
1	Плиоцен-квартер	515	Глинисто-песчаная толща	2,6	2,2
2	Майкоп	278	Глинистая толща	1,9	1,3
3	Верхний мел-эоцен	298	Карбонаты	2,6	2,3
4	Верхняя часть нижнего мела	258	Глинисто-алевритовая толща	2,5	2,1
5	Нижняя часть нижнего мела (неоком)	68	Глинисто-алевритовая толща	13,5	5,2
6	Триас-юра	1416	Глины, аргиллиты, песчаники, алевролиты	2,0	1,7
7	Палеозой	∞	Метаморфизованные отложения	нет данных	нет данных

Слой 1 в геоэлектрической модели соответствует наиболее молодой глинисто-песчаной толще, в верхней части которой встречаются пропластки песчаников и алевролитов. УЭС этой толщи лежит в диапазоне от 2 до 10 Ом, увеличиваясь снизу вверх, что, по-видимому, связано с увеличением доли грубозернистого материала.

Слой 2 отвечает преимущественно глинистым отложениям майкопской серии. Этот интервал характеризуется низким УЭС, составляющем в среднем 1 Ом.

Слой 3 отвечает толще известняков и мергелей эоцен-верхнемелового возраста. Их УЭС повышено относительно перекрывающих глинистых толщ, но в среднем составляет 3-5 Ом.

Слой 4 соответствует верхней части нижнемелового интервала, представленного глинисто-алевритовой толщей. В пределах этого слоя имеется газоконденсатнонефтяная залежь в аптских отложениях и газоконденсатная залежь в альбских породах. Эти маломощные залежи практически не проявляются на данных электрического каротажа.

Слой 5 соответствует продуктивному интервалу в отложениях неокома, выполненному глинами и алевролитами. На каротажной диаграмме для этого интервала характерны повышения УЭС до 200 Ом.

Слой 6 соответствует отложениям юры и триаса. Он сложен преимущественно прослаиванием глин, алевролитов и песчаников с характерными невысокими значениями УЭС. В верхней части этого интервала существуют две пачки карбонатов мощностью ок. 20 м

каждая. Изучение каротажной диаграммы свидетельствует о том, что эти карбонатные пачки в ней практически не проявлены в данных каротажа.

Слой 7 соответствует кристаллическому фундаменту, который предположительно имеет высокое УЭС.

Для задания 2D геометрии слоёв были использованы глубины основных стратиграфических подразделений, которые были известны для трёх скважин. В силу отсутствия сейсмических данных, эти значения были интерполированы между скважинами (рисунок 4.24).

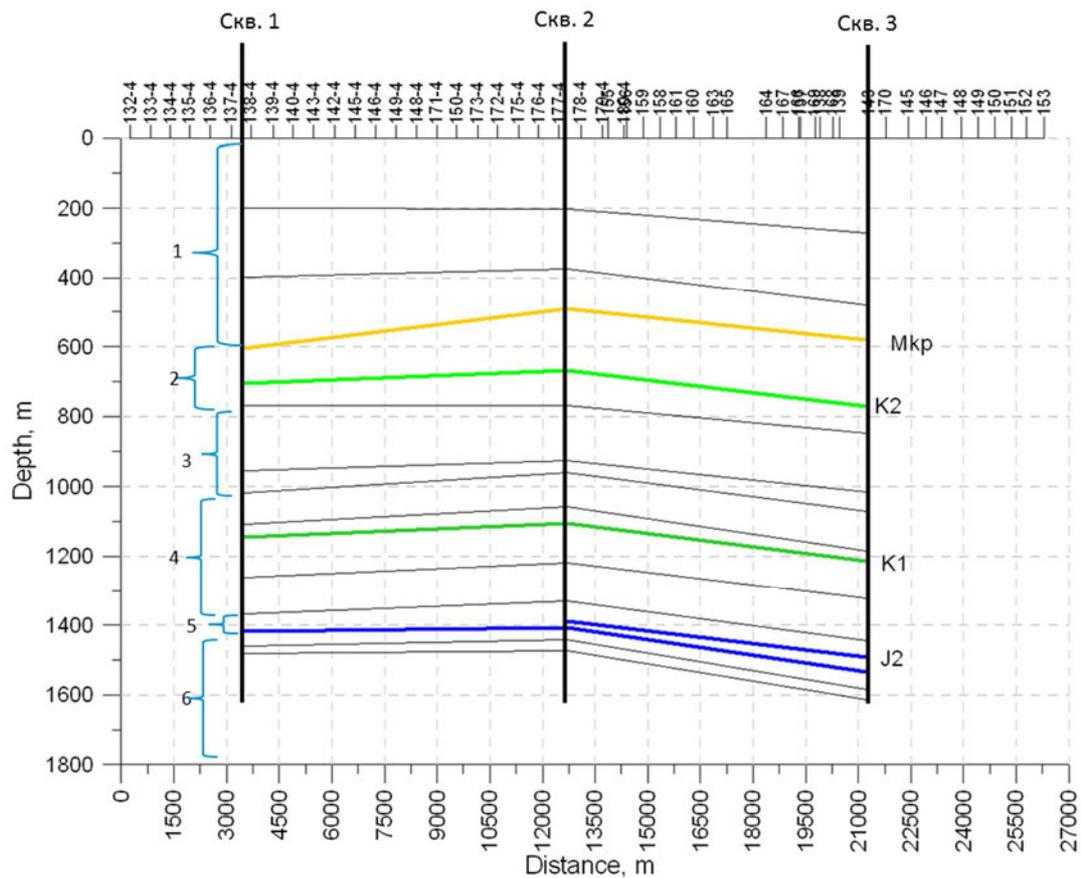


Рисунок 4.24. Границы основных стратиграфических подразделений по трём скважинам. Цифрами показаны слои обобщённой геоэлектрической модели (пояснения в тексте).

4.5 1D инверсия

Для первоначальной оценки чувствительности данных CSEM (геометрических зондирований) к основным элементам геоэлектрической структуры разреза была выполнена 1D инверсия в классе слоистых моделей. Инверсия выполнялась программой, реализованной сотрудником *CGG Land General Geophysics* F. Miorelli на основе идей, изложенных в работе (Rodi and Mackie, 2001).

Программа рассчитывает поле произвольно ориентированной установки конечных размеров в горизонтально-слоистой изотропной среде с анизотропией электропроводности. Решение одномерной задачи для произвольно ориентированного электрического диполя хорошо известно (Светов, 2008; Ваньян, 1997; Петров, 2000; Key, 2009 и др.). Для решения прямой задачи (квазистационарное приближение) компоненты электромагнитного поля могут быть выражены через векторный потенциал, что позволяет свести решение системы уравнений Максвелла к решению неоднородного уравнения Гельмгольца относительно векторного потенциала, при том, что частное решение неоднородного уравнения известно. В декартовой системе координат уравнение Гельмгольца распадается на систему уравнений в частных производных относительно компонент векторного потенциала. После преобразования Ханкеля задача сводится к решению однородных обыкновенных дифференциальных уравнений второго порядка относительно образов функций с известными краевыми условиями на границах слоёв и в бесконечности. Обратное преобразование Ханкеля с соответствующим дифференцированием подынтегральных выражений даёт полное решение исходной задачи относительно \mathbf{E} и \mathbf{V} , которые в дальнейшем численно интегрируются и суммируются так, чтобы учесть реальную геометрию питающей и приёмной линий.

Инверсия выполняется методом сопряжённых градиентов с выбором шага и предобуславливанием на основе идей, изложенных в работе (Rodi and Mackie, 2001). Ищется регуляризованное решения обратной задачи (Тихонов и Арсенин, 1971), минимизирующее параметрический функционал:

$$\Psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1}(\mathbf{d} - F(\mathbf{m})) + \lambda(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \rightarrow \min, \quad (4.3)$$

где \mathbf{m} – модель (логарифм УЭС слоёв), \mathbf{m}_0 – стартовая модель, \mathbf{d} – вектор данных, \mathbf{V} – диагональная матрица, элементы которой содержат оценки дисперсии входных данных σ^2 , λ – параметр регуляризации.

Параметр λ регуляризации уменьшается на каждой следующей итерации, стартуя с наперёд заданного значения.

Задача многомерной нелинейной минимизации сводится к задаче одномерной нелинейной минимизации, когда на каждой итерации n минимизируется функция одного переменного вдоль заданного направления:

$$\Phi(\alpha) \equiv \Psi(\mathbf{m}_n + \alpha \mathbf{p}_n) \rightarrow \min, \quad (4.4a)$$

$$\mathbf{m}_{n+1} = \mathbf{m}_n + \alpha_n \mathbf{p}_n. \quad (4.4b)$$

Здесь α – шаг в заданном направлении, \mathbf{p} – вектор, определяющий направление минимизации в пространстве параметров модели:

$$\mathbf{p}_n = -\mathbf{C}_n \mathbf{g}_n + \beta_n \mathbf{p}_{n-1}, \quad (4.5a)$$

$$\mathbf{p}_0 = -\mathbf{C}_0 \mathbf{g}_0, \quad (4.5b)$$

$$\beta_n = \frac{\mathbf{g}_n^T \mathbf{C}_n (\mathbf{g}_n - \mathbf{g}_{n-1})}{\mathbf{g}_{n-1}^T \mathbf{C}_{n-1} \mathbf{g}_{n-1}} \quad (4.5c)$$

Здесь $-\mathbf{C}_n \mathbf{g}_n$, где \mathbf{C}_n – предобуславливатель, \mathbf{g}_n – направление наискорейшего спуска функции Ψ в точке \mathbf{m}_n :

$$\mathbf{g}(\mathbf{m}) = -2\mathbf{J}^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{J} (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})) + 2\lambda (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0), \quad (4.6)$$

где \mathbf{J} – якобиан. Вопросы реализации линейного поиска и выбора предобуславливателя подробно рассматриваются в той же работе (Rodi and Mackie, 2001).

Результат инверсии на одной из станций приведён на рисунках 4.25 и 4.26.

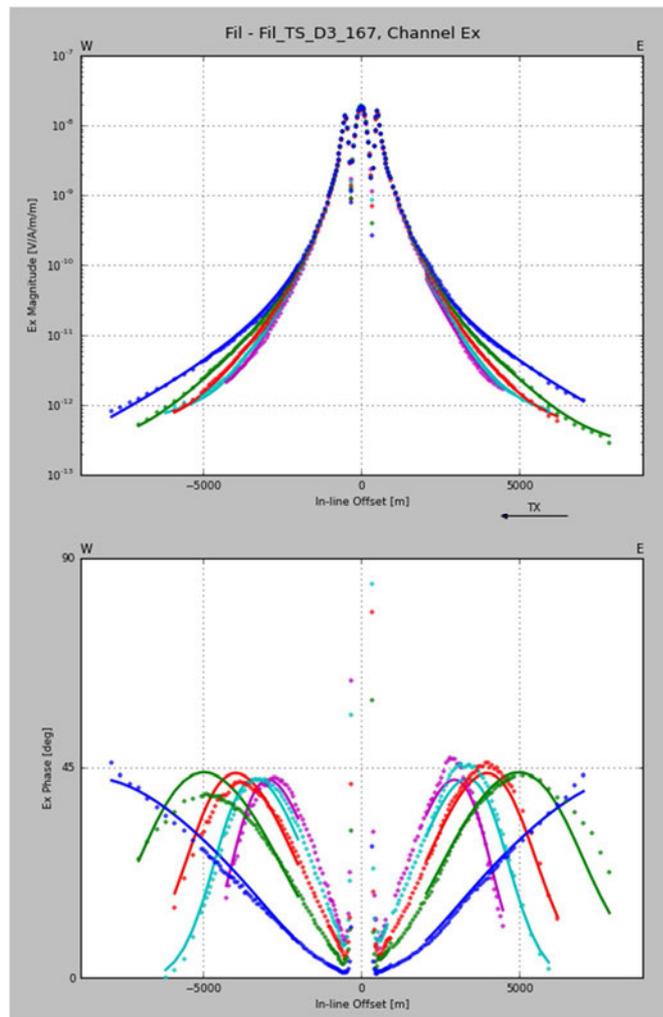


Рисунок 4.25. Подобранные поля на станции 167_D3 (амплитуды сверху, фазы внизу).

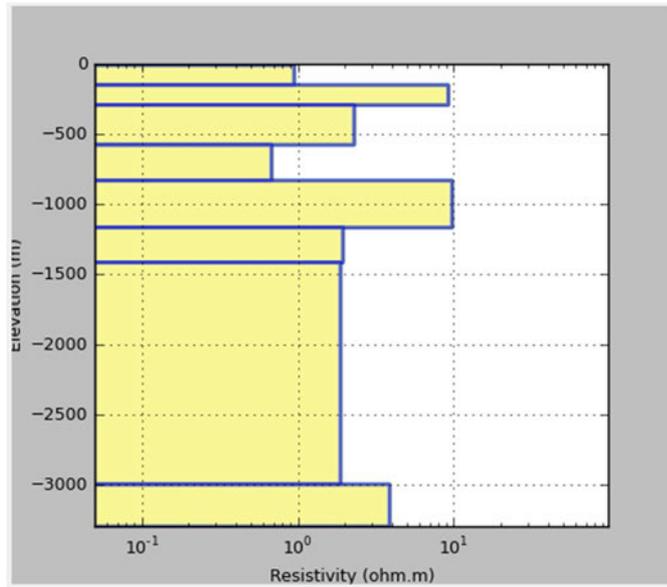


Рисунок 4.26. Модель, подобранная в результате 1D инверсии на станции 167_D3.

Компиляция 1D моделей для всех станций вдоль профиля приведена на рисунке 4.27.

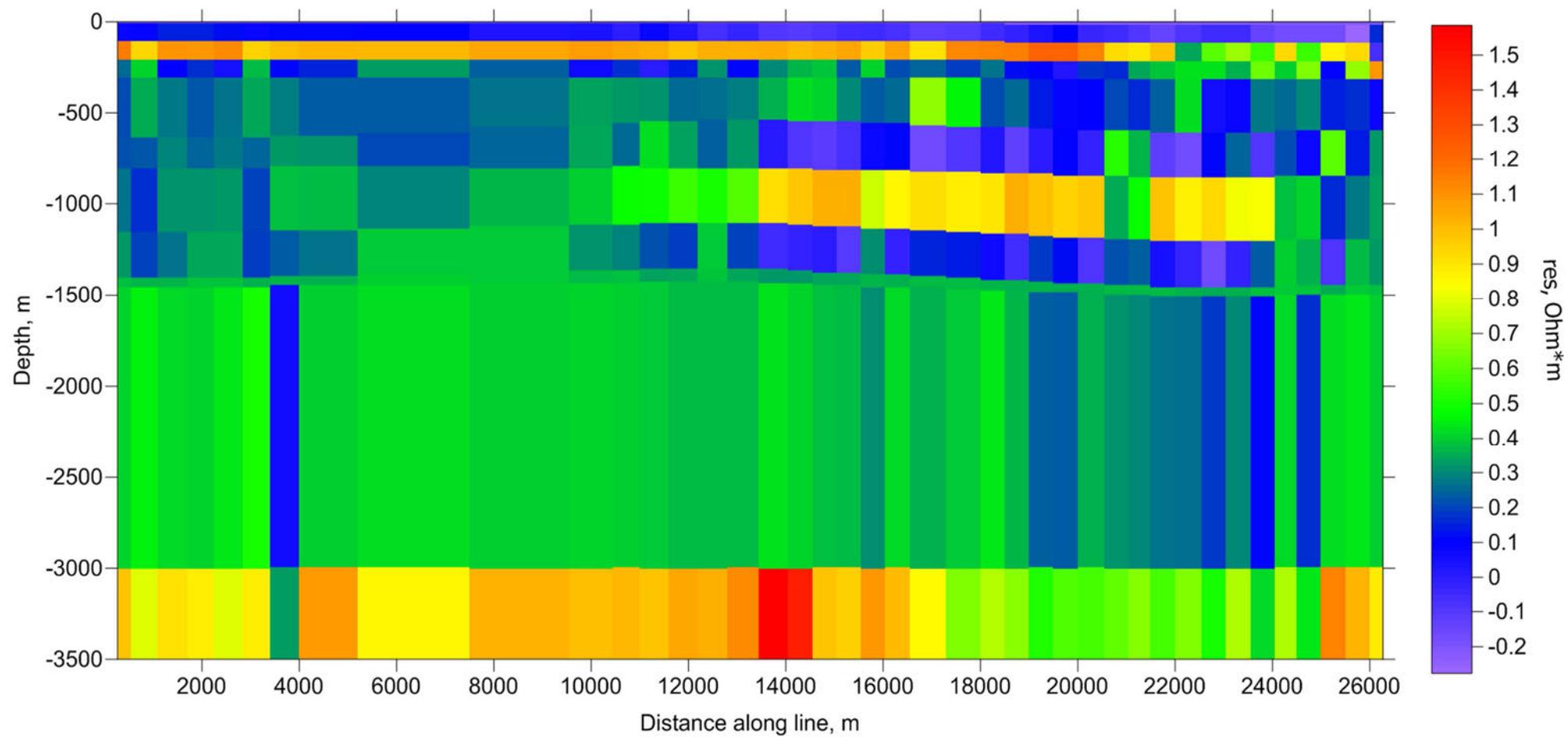


Рисунок 4.27. Псевдо 2D модель - результат 1D инверсии (компиляция 1D моделей).

Финальная 1D модель отличается значительными латеральными изменениями от станции к станции. Тем не менее, некоторые элементы модели могут быть выделены на нескольких пикетах.

Слой повышенного УЭС в верхней части модели (глубины ~200 м) устойчиво прослеживается вдоль всего профиля. Этот слой отвечает повышению УЭС в верхней части каротажной диаграммы и может быть ассоциирован с повышением доли грубозернистого материала. В пределах этого слоя выделяется область повышенного в диапазоне пикетов 17-21 км, которая отвечает ранее обсуждаемой аномалии амплитуд на малых разносах. Далее будет показано, что этот результат устойчиво повторяется в 2D моделях.

Ниже отметки 200 м модель можно условно разделить на две части, разделённые пикетом 13 км.

Левая часть модели (пикеты 0-13 км) на глубинах 200-1400 м характеризуется отсутствием корреляции между соседними пикетами на фоне общего низкого УЭС 1-3 Омм. Ниже 1500 м УЭС повышается до 3 Ом*м, в фундаменте равняется 10-20 Омм.

Правая часть модели характеризуется более выраженным слоистым строением. Так, в диапазоне глубин 200-1500 м на фоне низкого УЭС 1-3 Омм выделяется устойчивое повышение УЭС до 12 Омм на глубинах 700-1200 м в диапазоне пикетов 13-24 км. Общее понижение УЭС на глубинах 1500-3000 м даёт основание выделить продуктивный слой на глубине ~1500 м в диапазоне 19-25 км. Тем не менее такое выделение нельзя считать уверенным. Фундамент в правой части модели в целом характеризуется низкими значениями УЭС ок. 3 Омм.

Можно констатировать, что полученная модель отличается мозаичностью, в котором угадываются черты слоистого строения. Наиболее яркими объектами являются повышение УЭС в верхней части разреза (в пределах первого слоя обобщённой геоэлектрической модели), а также повышение УЭС на пикетах 9-24 км, связанное с эоцен-верхнемеловыми карбонатами. Продуктивный слой не может быть уверенно выделен в полученных 1D разрезах.

4.6 2,5D прямая и обратная задачи

Для 2D моделирования и инверсии использовалась программа Otze, описание которой приведено в разделе 2.3.

Как было указано ранее, решение обратной задачи, реализованное в программе, основано на регуляризованном решении по Тихонову (Тихонов и Арсенин, 1970). Минимизировался обобщённый функционал:

$$\Phi = \|W(d - f(m))\|^2 + \beta(\alpha_1 R_1 + \alpha_2 R_2 + \alpha_3 R_3),$$

$$\begin{aligned}
 R_1 &= \|W_1(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2, \\
 R_2 &= \|W_2(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2, \\
 R_3 &= \|W_3(\mathbf{m} - \mathbf{m}_{apr})\|^2,
 \end{aligned} \tag{4.6}$$

где W – диагональная матрица с обратными оценками неопределённости данных, \mathbf{m} – вектор измеренных значений, \mathbf{m}_{apr} – вектор параметров модели, f – оператор прямой задачи, β – параметр регуляризации, W_1 – матрица, горизонтальный дифференциальный оператор, W_2 – вертикальный дифференциальный оператор, W_3 – разностный оператор, $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ – константы, определяющие вклад в общий стабилизатор его отдельных частей R_1, R_2 и R_3 отвечающих, соответственно, за горизонтальную, вертикальную гладкость модели и уклонение модели от стартовой модели \mathbf{m}_{apr} .

Для финальных моделей были использованы $\alpha_1 = 50, \alpha_2 = 1, \alpha_3 = 1$. Минимизация (4.20) выполнялась итерационно методом наискорейшего спуска. Параметр β разыскивался на каждой итерации так, чтобы он был не больше чем на предыдущей итерации, обеспечивал максимальное уменьшение невязки, не превосходящее 20%.

При выполнении априорной инверсии на границах между слоями были введены поверхности разрыва условий гладкости (соответствующие элементы матрицы W_2 заданы близкими к 0).

В процессе инверсии для вычисления нормы данных использовалась норма Хьюбера (Хьюбер, 1984), при которой уменьшение весов начиналось с квантиля 0,68.

Здесь и далее под невязкой понимается величина:

$$\delta = \sum_1^N \frac{\sqrt{(d_i - u_i)^2}}{\sigma_i}, \tag{4.7}$$

где d – вектор измеренных данных, u – вектор рассчитанных данных, N – длина векторов d и u , σ – неопределённость данных. Значение $\delta = 1$ означает, что данные подобраны в среднем с точностью определяемой σ . Как правило, для уменьшения невязки δ до 1.0 требовалось до 10-12 итераций.

4.7 Результаты 2D инверсии

Для выявления главных черт строения геологической среды была выполнена 2D Оккамской изотропная инверсия. Основные параметры инверсии приведены ниже:

- Стартовая модель – полупространство с сопротивлением 2 Ом·м. Минимальная модельная ячейка 250x50 м (мощность увеличивается с глубиной)
- Оценка неопределённости входных данных: 5%; абсолютный шумовой порог: 10^{-15} В/Ам².

- Общее количество приёмников: 48 приёмников.
- Расстояние между приёмниками ок. 500 м.
- Количество частот: 5.
- Относительные веса слагаемых регуляризатора: 100:10:1 (горизонтальная гладкость, вертикальная гладкость и близость к априорной модели соответственно)
- Финальная невязка: 2.4

На рисунке 4.28 приведены значения отдельных частей обобщённого функционала в процессе инверсии.

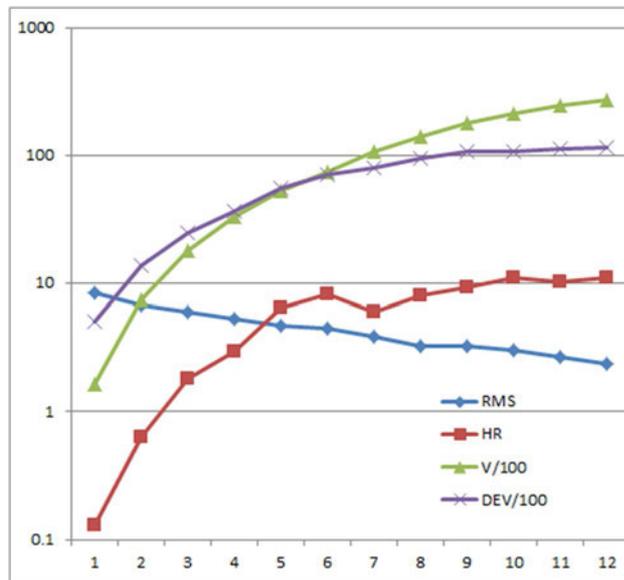


Рисунок 4.28. Изменение основных элементов обобщённого функционала в процессе Оккамской 2D инверсии: невязка δ (RMS); R_1 (HR), R_2 (V) и R_3 (DEV). Горизонтальная ось – номер итерации. R_2 и R_3 масштабированы для удобства изображения на единой вертикальной оси.

По мере выполнения инверсии уменьшается невязка δ , и возрастает степень неоднородности модели. Итеративный процесс был прерван после 12-й итерации из-за невозможности дальнейшего уменьшения невязки.

Оценить степень подбора полей можно, нормировав измеренные поля на синтетические от финальной модели (рисунки 4.29-4.33).

Normalized Pseudo Section Fil Channel: Ex Frequency: 0.0625Hz

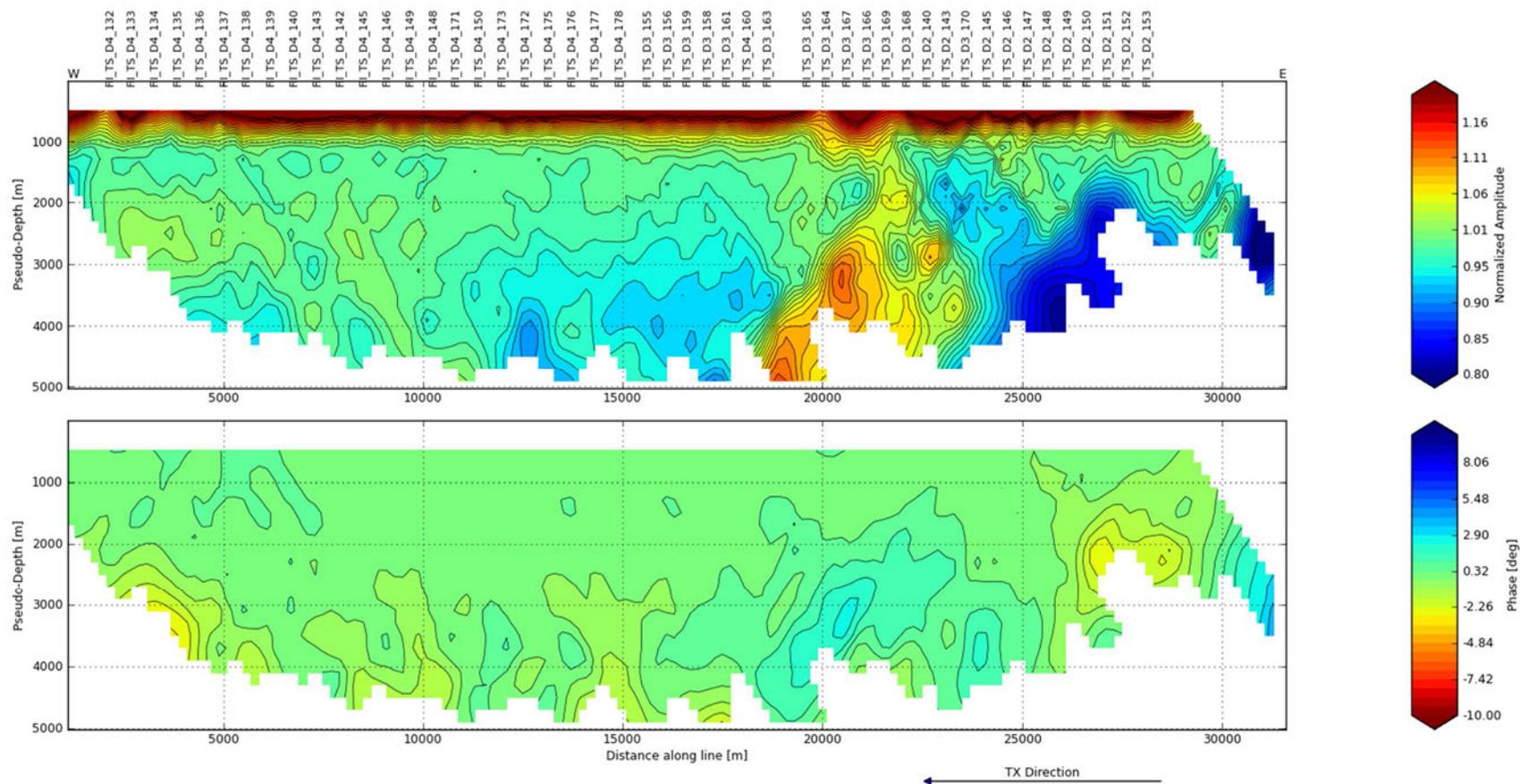


Рисунок 4.29. Псевдоразрезы измеренного поля, нормированные на синтетическое поле на последней итерации Оккамовской 2D инверсии. Частота 0,0625 Гц. Вверху – амплитуды, внизу – фазы.

Normalized Pseudo Section Fil Channel: Ex Frequency: 0.1875Hz

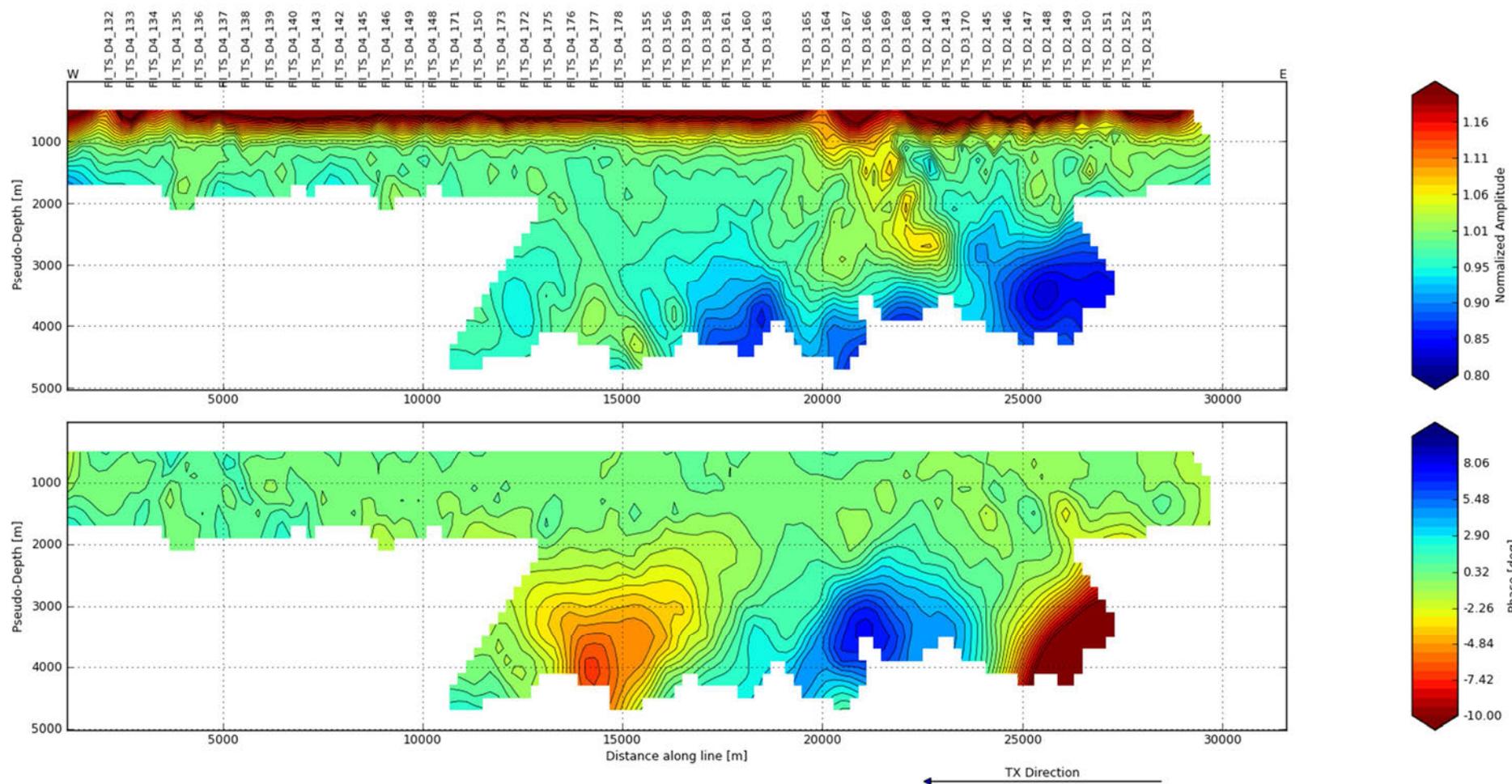


Рисунок 4.30. Псевдоразрезы измеренного поля, нормированные на синтетическое поле на последней итерации Оккамовской 2D инверсии. Частота 0,1875 Гц. Вверху – амплитуды, внизу – фазы.

Normalized Pseudo Section Fil Channel: Ex Frequency: 0.3125Hz

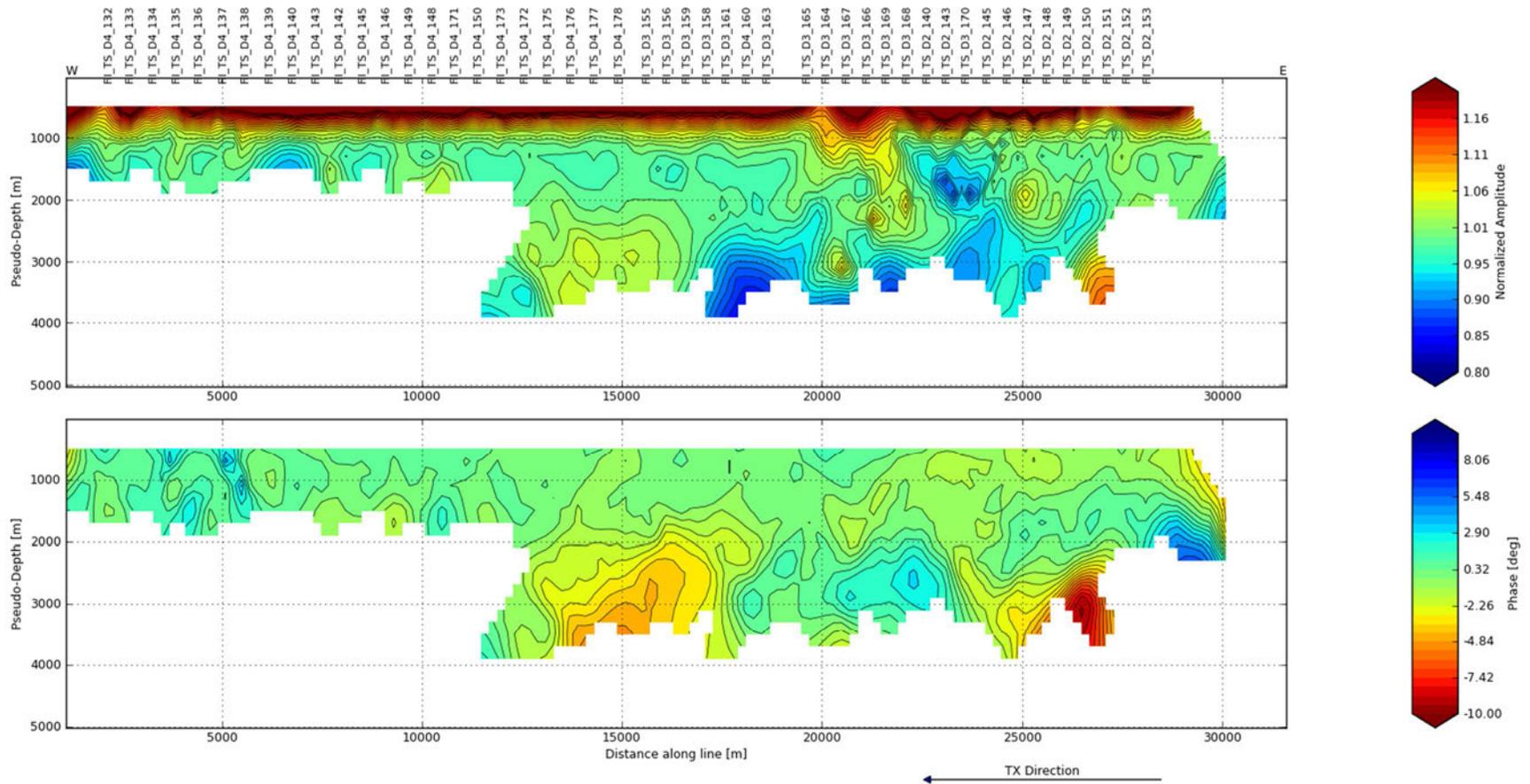


Рисунок 4.31. Псевдоразрезы измеренного поля, нормированные на синтетическое поле от последней итерации. Частота 0,3125 Гц. Вверху – амплитуды, внизу – фазы.

Normalized Pseudo Section Fil Channel: Ex Frequency: 0.4375Hz

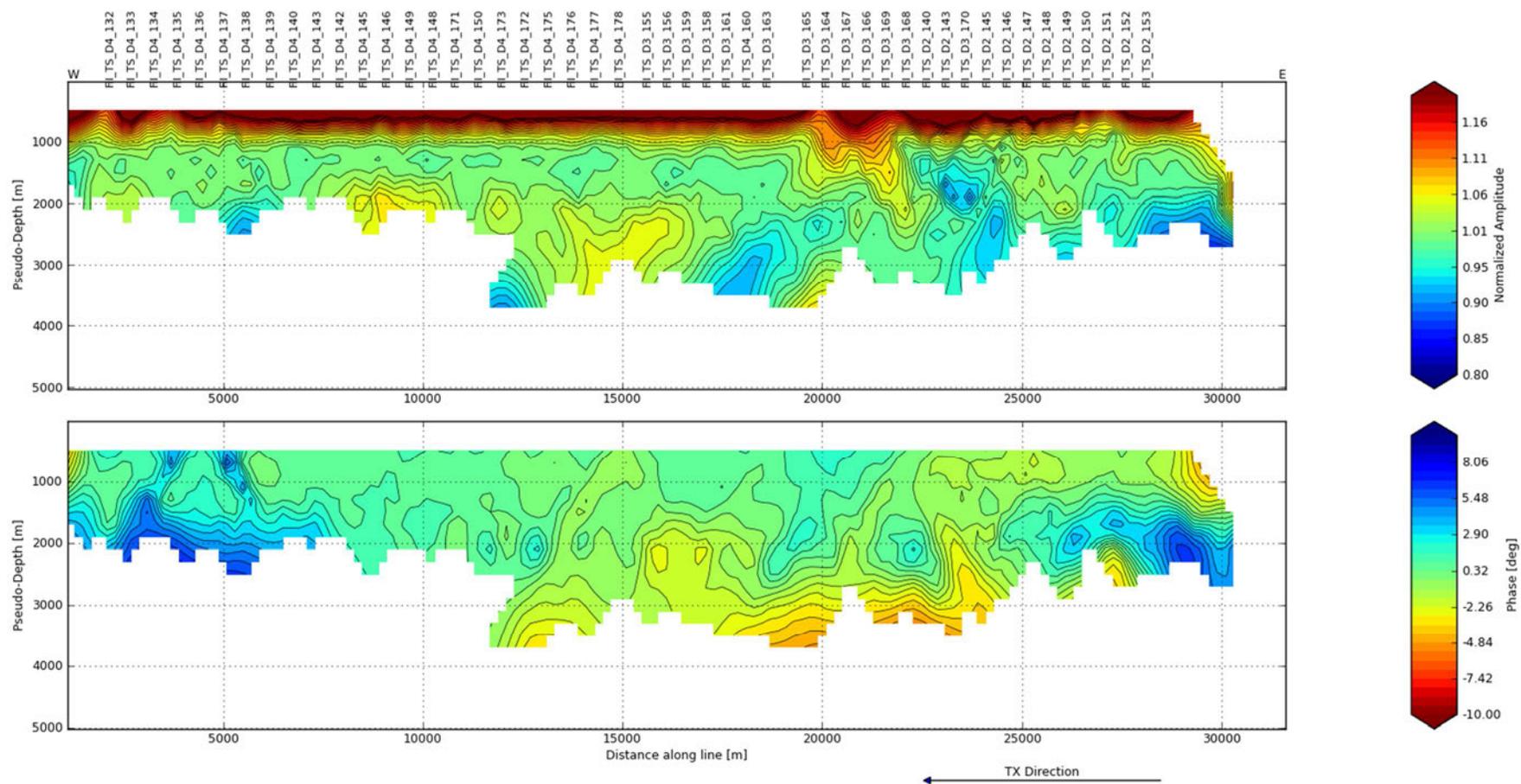


Рисунок 4.32. Псевдоразрезы измеренного поля, нормированные на синтетическое поле на последней итерации Оккамовской 2D инверсии. Частота 0,4375 Гц. Вверху – амплитуды, внизу – фазы.

Normalized Pseudo Section Fil Channel: Ex Frequency: 0.5625Hz

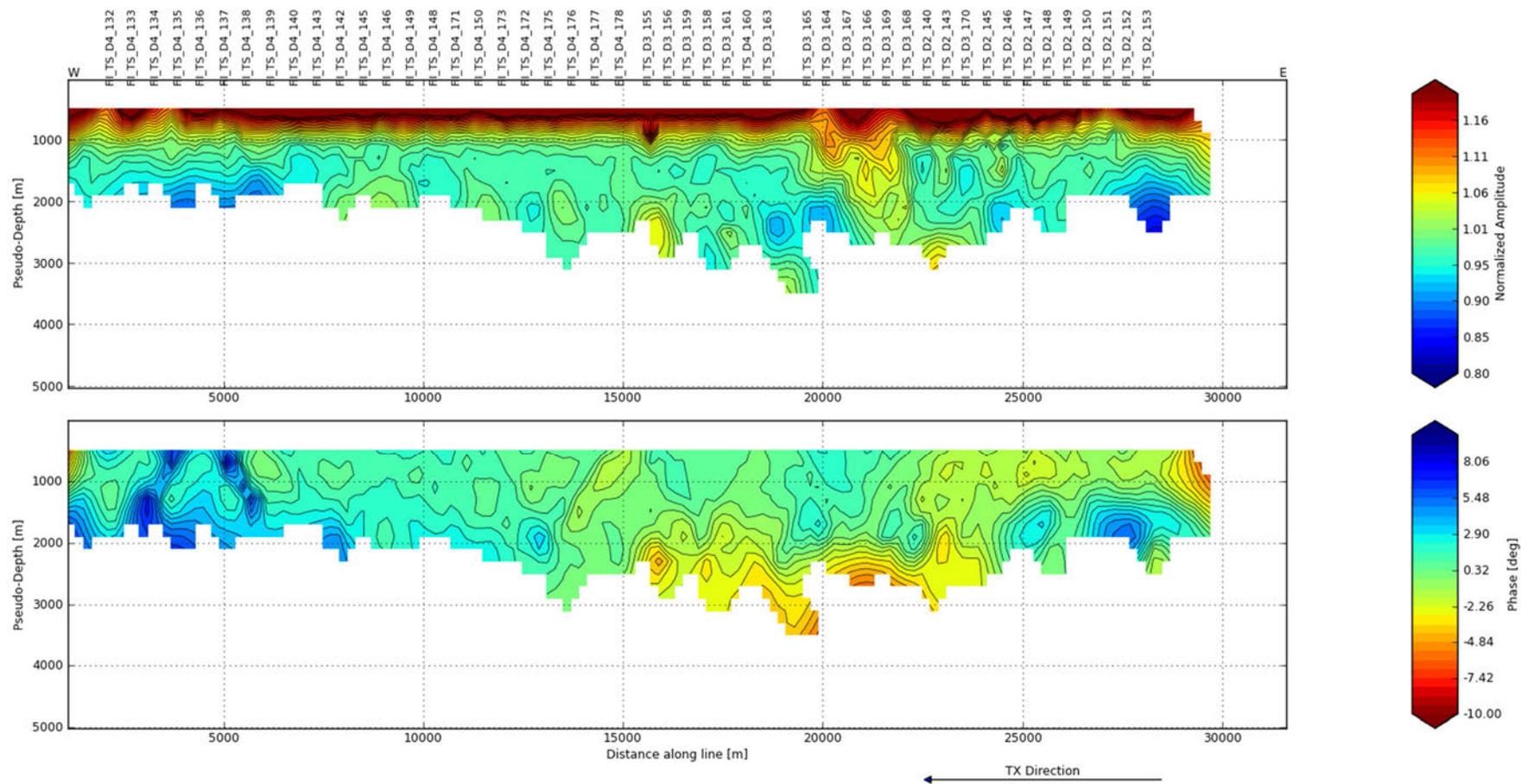


Рисунок 4.33. Псевдоразрезы измеренного поля, нормированные на синтетическое поле на последней итерации Оккамовской 2D инверсии. Частота 0,5625 Гц. Вверху – амплитуды, внизу – фазы.

Из анализа приведённых псевдорезов следует, что в среднем подбор полей выполнен не хуже 5% и 2°. Обращает на себя внимание систематическая недооценка амплитуд измеренных полей на малых (<1 км) разностях. Это связано с ошибками геометрии системы, которые обсуждались выше. В правой (юго-восточной) части профиля в диапазоне пикетов 15-25 км отмечаются области группирования точек ухудшения невязки как амплитуд, так и фаз. Между различными частотами наблюдается некоторое подобие в расположении этих областей, хотя однозначная корреляция отсутствует. По всей видимости, этот эффект связан с присутствием МТ помех в сигнале. В целом можно констатировать, что измеренное поле с удовлетворительной точностью описывается финальной моделью.

Финальная модель приведена на рисунке 4.34.

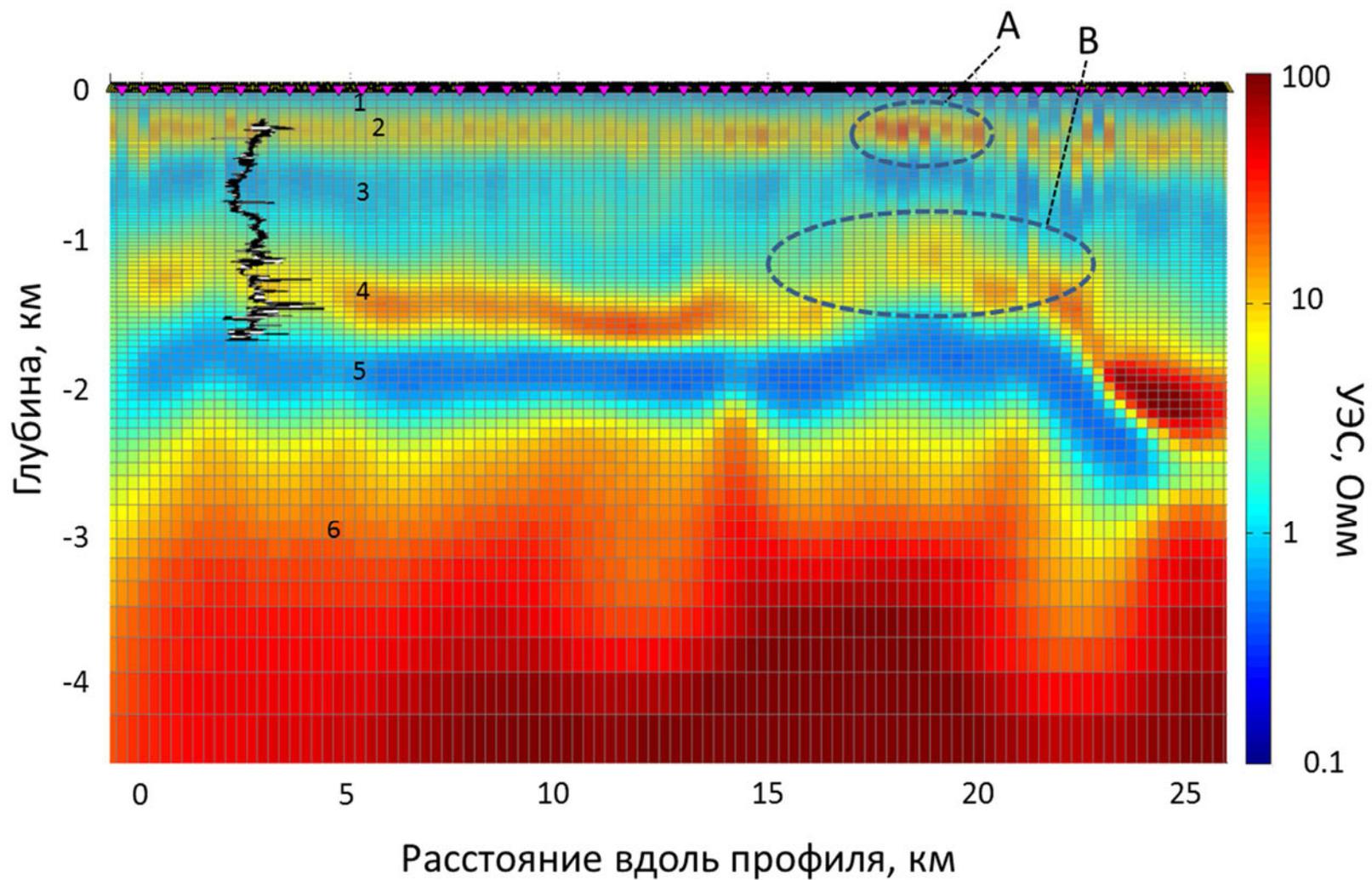


Рисунок 4.34. Финальная модель после Оккамовской 2D инверсии (итерация 12). Треугольниками показаны положения приёмных линий. Цифрами показаны субгоризонтальные структуры, буквами – локальные особенности (пояснения в тексте).

В финальной модели можно выделить субгоризонтальные структуры первой величины, отмеченные на рисунке 4.38 номерами.

Слой 1 с низким УЭС отвечает неконсолидированным четвертичным отложениями.

Слой 2 повышенного УЭС совпадает с повышением УЭС, отмечаемого на каротаже. Он отождествляется автором с более грубозернистого материала пределах низкоомной глинистой плиоцен-четвертичной толще.

Слой 3 низкого сопротивления может быть ассоциирован с низкоомной глинистой толщей (глины майкопского и плиоценового возраста).

Слой 4 обладает повышенным УЭС. Он имеет мощность 500-700 м и его условно выделяемая кровля располагается на глубинах от 1000 до 1700 м. Этот слой сечёт более пологие стратиграфические границы и поэтому его стратиграфическое отождествление неоднозначно. Видимое повышение сопротивления в пределах этого слоя может быть связано с эоцен-верхнемеловыми карбонатами, либо вызываться залежью УВ в пределах неокомовских пород. Этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Слой 5 пониженного УЭС соответствует понижению УЭС, фиксируемому на каротаже. По всей видимости, он связан с триас-юрскими терригенно-осадочными породами.

Слой 6 повышенного УЭС, кровля которого залегает на глубине ок. 2-2,5 км, является видимым фундаментом. Эта часть разреза не охарактеризована каротажом. Ранее было отмечено, что кристаллический фундамент предположительно залегает на глубине ок. 3 км. Поэтому можно допустить, что указанное повышение связано с уменьшением пористости, либо характера водонасыщения.

В модели имеются два локальные аномалии, отмеченные на рисунке 4.34 буквами А и В. Мелкозалегающая аномалия А была отмечена ранее при описании результатов 1D инверсии и отвечает локальным аномалиям измеренных полей, видимых на псевдоразрезах. Вероятная природа этой аномалии будет обсуждаться далее. Аномалия В также была отмечена при описании результатов 1D инверсии. В обсуждаемой Оккамской модели эта аномалия выглядит как часть слоя 4 и, в отсутствие структурной информации, может быть неверно истолкована как антиклиналь. Геологическая истолкование этой аномалии также будет рассмотрена позднее.

Возвращаясь к природе слоя 4, следует отметить, в разрезе в диапазоне глубин 1-2 км существуют две потенциальных источника повышенного УЭС: эоцен-верхнемеловые карбонаты и залежь неокомовского возраста. Теоретически, если бы профиль выходил за пределы залежи, то понижение УЭС «в области спокойного поля» свидетельствовало бы о влиянии залежи. Но профиль за пределы залежи не выходит. Поэтому связь слоя 4 с неокомовской залежью не может быть однозначно доказана в рамках Оккамской инверсии

из-за ошибки в проектировании профиля. В то же время само наличие слоя 4 свидетельствует о том, что мелководные геометрические зондирования с донными косами позволяют выделять в разрезе тела повышенного УЭС. В отсутствии других источников повышенного УЭС в разрезе, прежде всего карбонатов, аномалии повышенного УЭС являются прямыми индикаторами крупных скоплений УВ.

Результаты 2D Оккамовской инверсии были получены без использования априорной информации. Для уточнения деталей строения разреза была выполнена инверсия с использованием априорной информации: границ слоёв базовой геоэлектрической модели и электрического каротажа. Для этого была создана стартовая модель, показанная на рисунке 4.35.

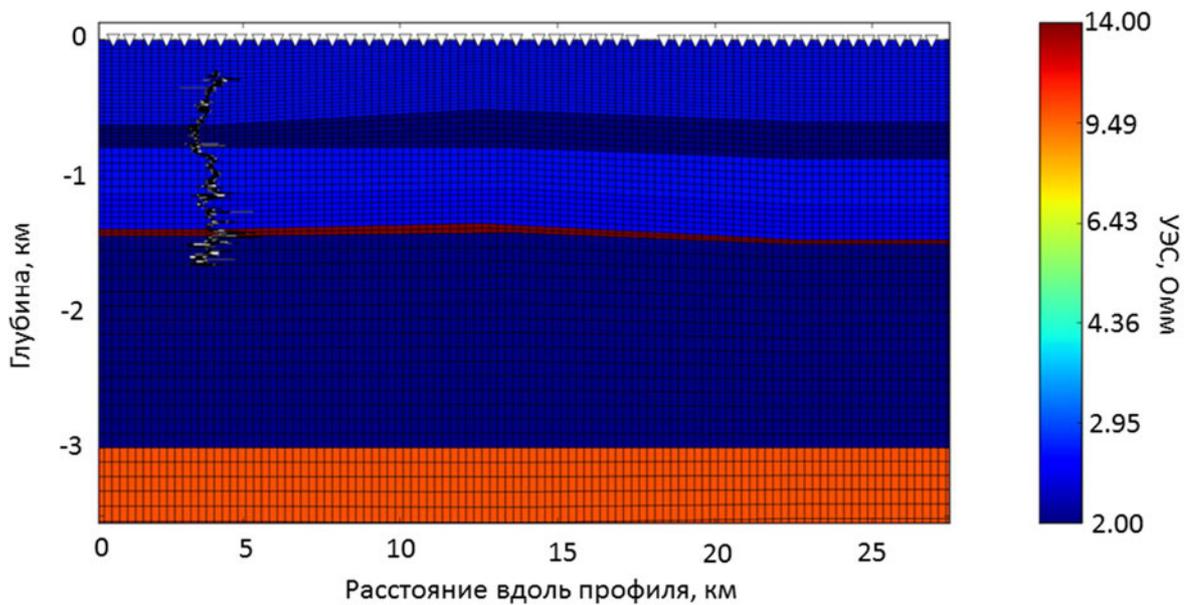


Рисунок 4.35. Стартовая 2D модель.

Основные параметры инверсии с априорной информацией приведены ниже:

- Стартовая модель – полупространство с сопротивлением 2 Ом·м. Минимальная модельная ячейка 250x50 м (мощность увеличивается с глубиной)
- Оценка неопределённости входных данных: 5%; абсолютный шумовой порог: 10^{-15} В/Ам².
- Общее количество приёмников: 48 приёмников.
- Расстояние между приёмниками ок. 500 м.
- Количество частот: 5.
- Относительные веса слагаемых регуляризатора: 100:10:1 (горизонтальная гладкость, вертикальная гладкость и близость к априорной модели соответственно)

- В модель введены поверхности разрыва между слоями стартовой модели.
- Финальная невязка: 1.8.

На рисунке 4.36 приведены значения отдельных частей обобщённого функционала в процессе инверсии.

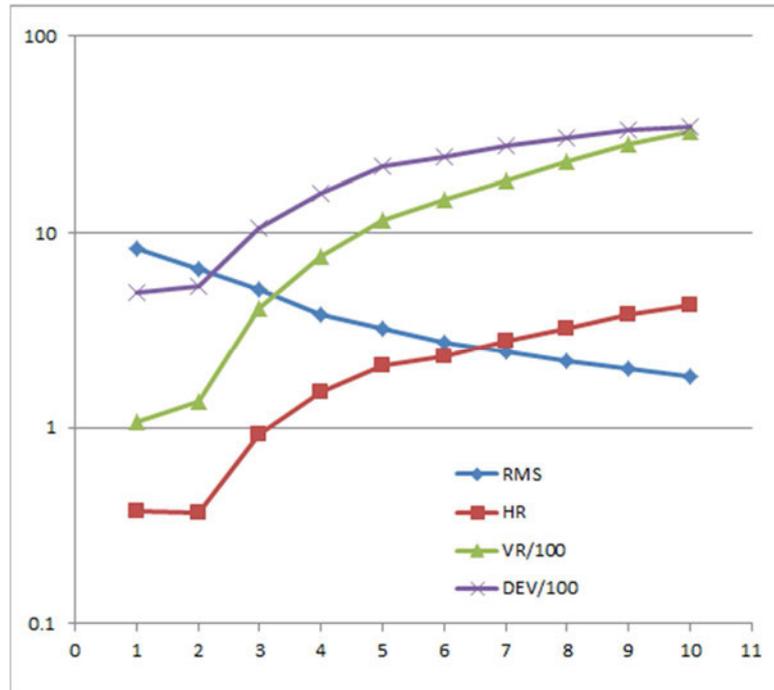


Рисунок 4.36. Изменение основных элементов обобщённого функционала в процессе 2D инверсии с априорной информацией: невязка δ (RMS); R_1 (HR), R_2 (V) и R_3 (DEV). Горизонтальная ось – номер итерации. R_2 и R_3 масштабированы для удобства изображения на единой вертикальной оси.

Псевдорезрезы измеренных полей, нормированных на синтетические поля от финальной дают представление о качестве подбора полевых кривых (рисунки 4.37-4.41).

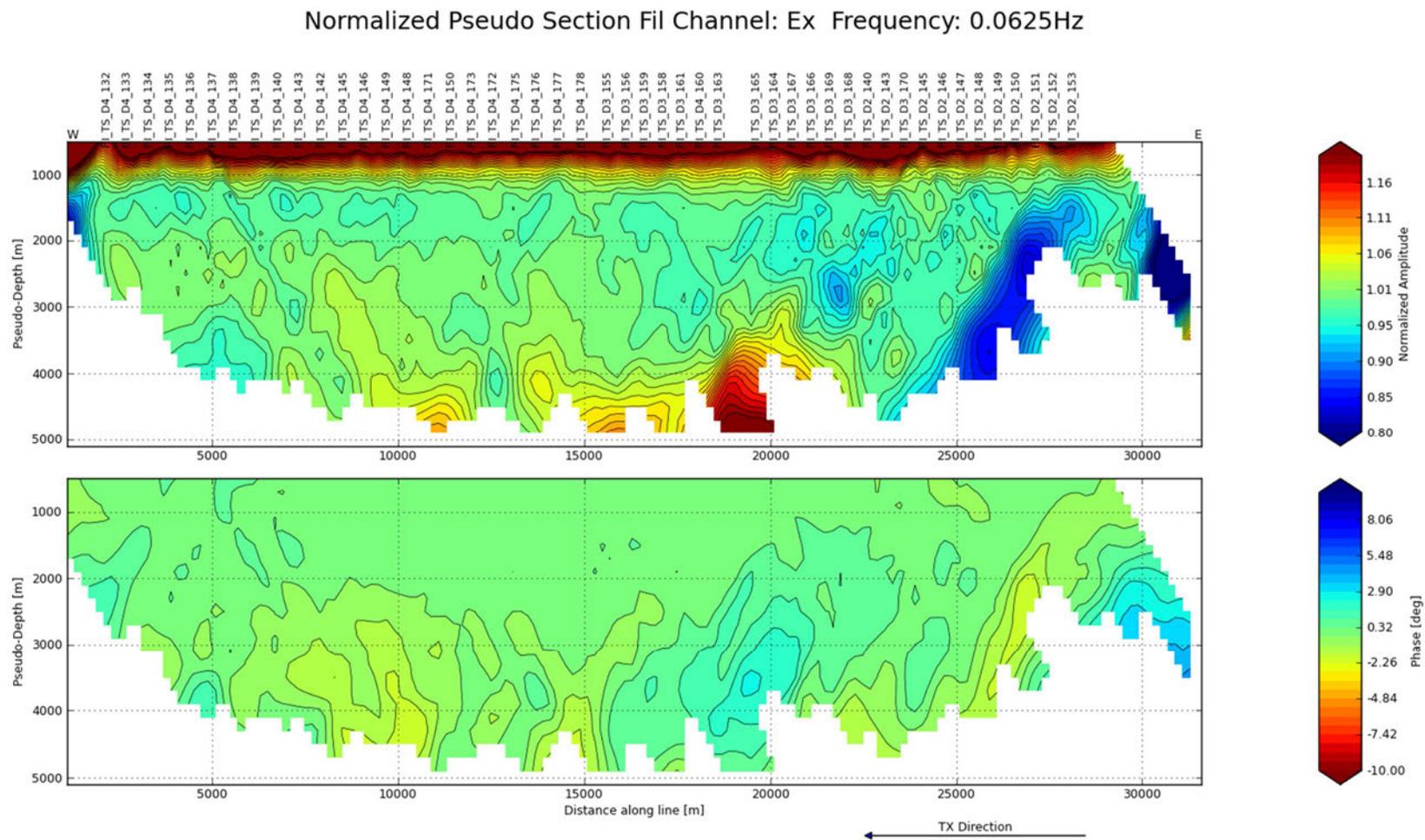


Рисунок 4.37. Псевдоразрезы измеренного поля, нормированные на синтетическое поле на последней итерации Оккамовской 2D инверсии. Частота 0,0625 Гц. Вверху – амплитуды, внизу – фазы.

Normalized Pseudo Section Fil Channel: Ex Frequency: 0.1875Hz

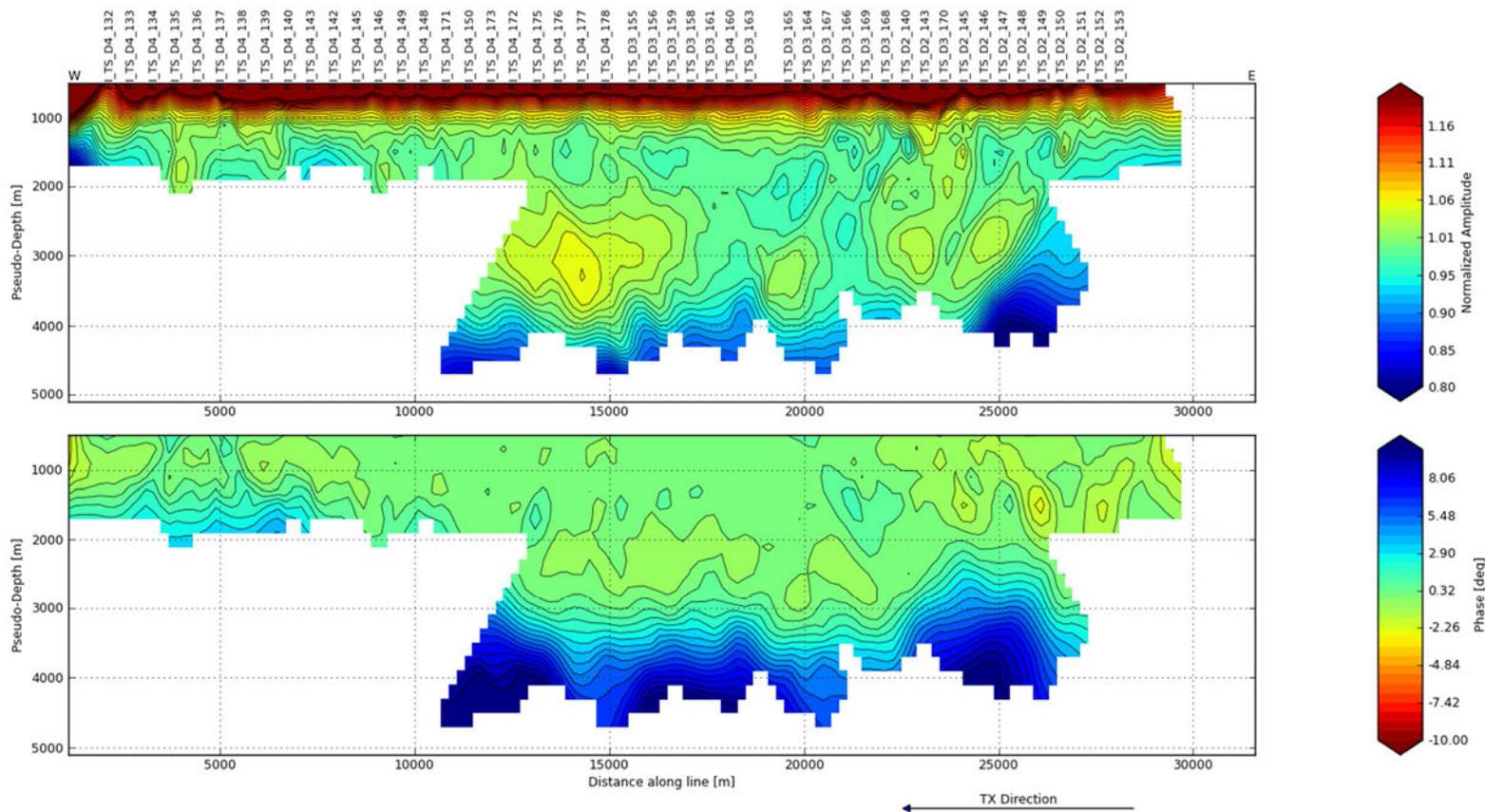


Рисунок 4.38. Псевдоразрезы измеренного поля, нормированные на синтетическое поле на последней итерации Оккамовской 2D инверсии. Частота 0,1875 Гц. Вверху – амплитуды, внизу – фазы.

Normalized Pseudo Section Fil Channel: Ex Frequency: 0.3125Hz

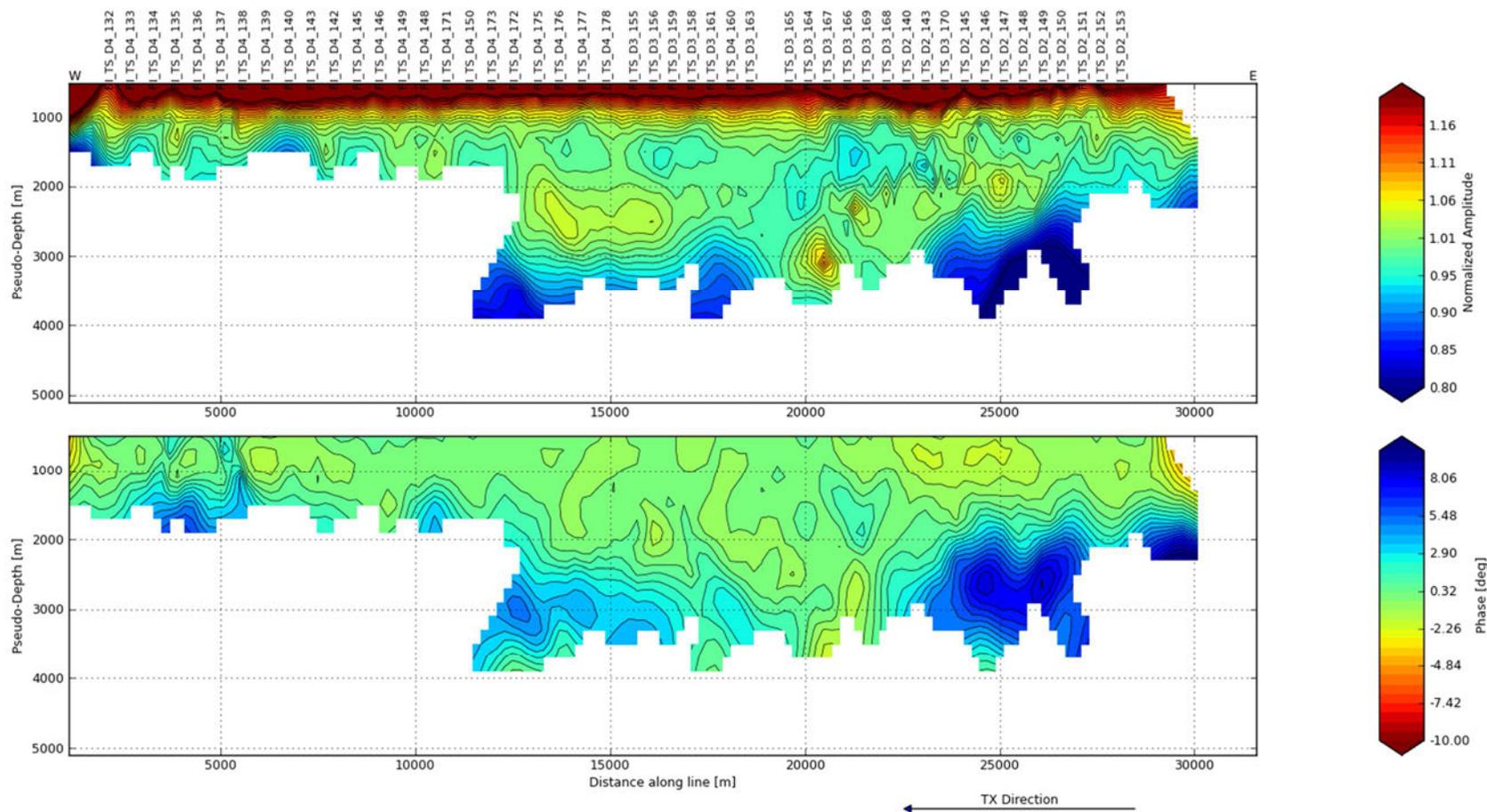


Рисунок 4.39. Псевдоразрезы измеренного поля, нормированные на синтетическое поле на последней итерации Оккамовской 2D инверсии. Частота 0,3125 Гц. Вверху – амплитуды, внизу – фазы.

Normalized Pseudo Section Fil Channel: Ex Frequency: 0.4375Hz

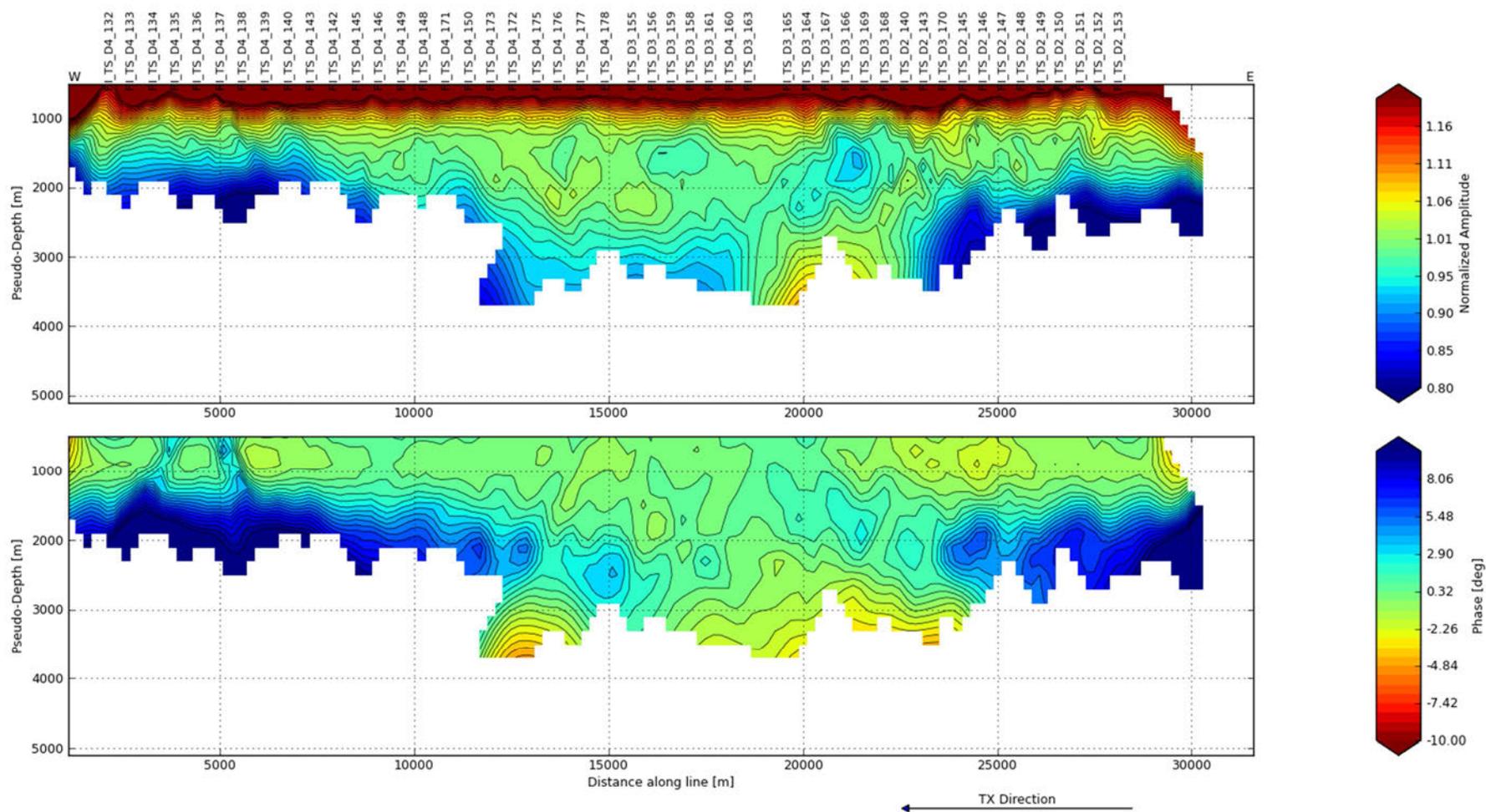


Рисунок 4.40. Псевдоразрезы измеренного поля, нормированные на синтетическое поле на последней итерации Оккамовской 2D инверсии. Частота 0,4375 Гц. Вверху – амплитуды, внизу – фазы.

Normalized Pseudo Section Fil Channel: Ex Frequency: 0.5625Hz

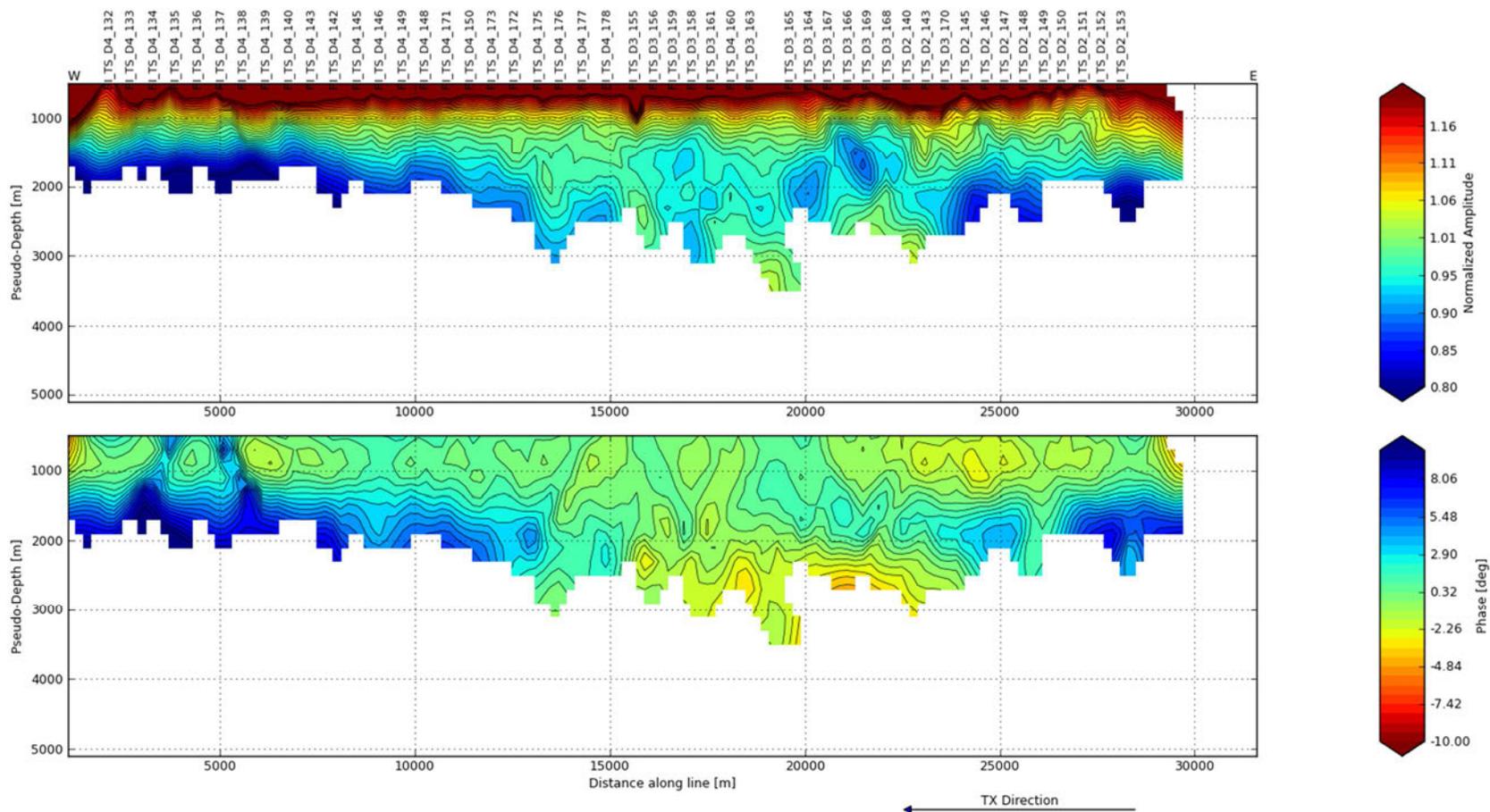


Рисунок 4.41. Псевдорезы измеренного поля, нормированные на синтетическое поле на последней итерации Оккамовской 2D инверсии. Частота 0,5625 Гц. Вверху – амплитуды, внизу – фазы.

Измеренные поля подобраны удовлетворительно: невязка в среднем не превышает 5% и 2° , кроме малых разносов (< 2 км), где проявляется влияние ошибок геометрии. Аналогично Оккамской инверсии, на псевдорезах нормированных полей могут быть отмечены области ухудшения невязки, связанные с влиянием МТ шума.

Финальная модель приведена на рисунке 4.42.

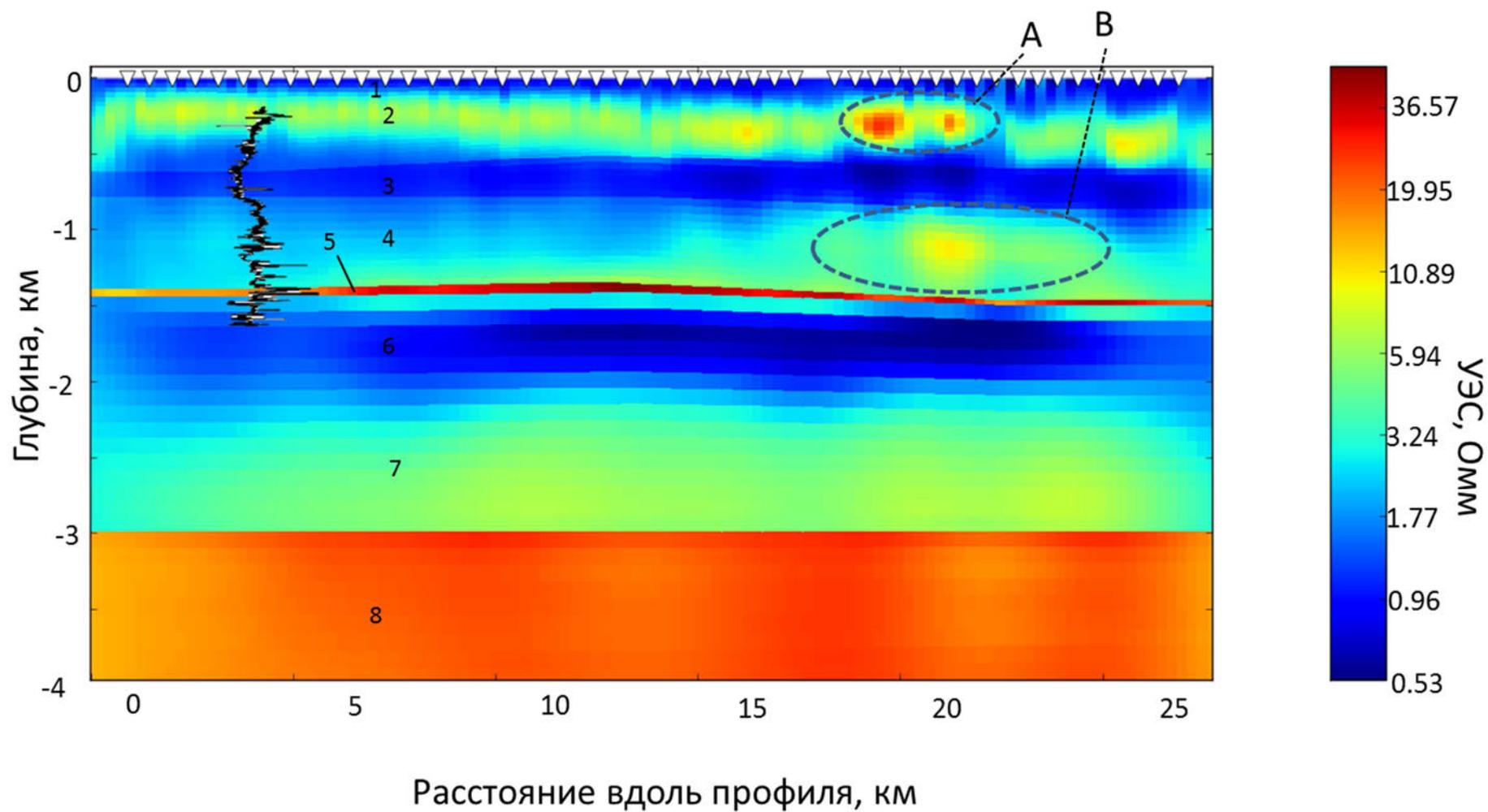


Рисунок 4.42. Финальная модель после 2D инверсии с априорной информацией. Треугольниками показаны положения приёмных линий. Цифрами показаны субгоризонтальные структуры, буквами – локальные особенности (пояснения в тексте).

Субгоризонтальные структуры первой величины показаны на рисунке 4.42 цифрами.

Слой 1 с УЭС низким соответствует неконсолидированным отложениям квартера.

Слой 2 отвечает повышению УЭС в рамках первого слоя опорной геоэлектрической модели, отмечаемому на каротаже. Вероятно, он связан с повышением доли грубозернистой составляющей в этом интервале глубин. В пределах этого слоя отмечается аномалия повышенного УЭС, отмеченная на рисунке 4.42 буквой А. Эта аномалия ранее была выделена по результатам 1D инверсии, 2D Оккамовской инверсии, а также видна непосредственно в измеренных полях. Возможные объяснения связаны с линзой песчаника, либо с наличием мелкозалегающей газовой шапки.

Слой 3 обладает низким УЭС. Этот слой захватывает майкопские глины и часть вышележащих преимущественно глинистых отложений плиоцена.

Слой 4 отвечает эоцен-верхнемеловым карбонатам и отложениям нижнего мела. УЭС этого слоя составляет 3-10 Омм. В его пределах наблюдается повышение УЭС (аномалия «В» на рисунке 4.42). Эта аномалия ранее была отмечена при интерпретации результатов 1D инверсии. Со всей очевидностью этот объект соответствует ложной антиклинали, выделенной ранее по результатам Оккамовской 2D инверсии (см. аномалия «В» рисунке 4.42). Для геологического истолкования этой аномалии необходимо привлечение сейсмических данных.

Слой 5 обладает повышенным УЭС и отвечает продуктивному интервалу неокомовского возраста.

Слой 6 с пониженным УЭС соответствует верхней части терригенных триас-юрских отложений.

Слой 7 обладает повышенным УЭС. Формально он также соответствует терригенным триас-юрским отложениям, но повышение сопротивления относительно перекрывающего низкоомного слоя позволяет выделить его в отдельную сущность. Следует заметить, что глубина залегания этого слоя примерно совпадает с кровлей видимого фундамента, полученная в результате Оккамовской 2D инверсии.

Слой 8 формально соответствует фундаменту в стартовой модели, заложенной по литературным данным на глубине 3 км. Фактически, слой 8 сливается с вышележащим слоем и, таким образом, можно считать геоэлектрический фундамент залегает на глубине 2-2,5 км.

Модель, полученная в результате 2D инверсия с априорной информацией, по сравнению с Оккамовской 2D инверсией, содержит слой высокого сопротивления, однозначно сопоставляемый с продуктивным интервалом. Слой эоцен-верхнеюрских карбонатов также фиксируется небольшим повышением УЭС.

Описанный выше процесс инверсии с использованием опорного каротажа и стратиграфических границ может быть назван «калибровкой» инверсии. В результате такой калибровки в финальной модели была устранена неоднозначность интерпретации, неразрешимая в рамках Оккамовской сглаживающей инверсии и продуктивный слой был выделен на фоне вышележащих эоцен-верхнеюрских карбонатов. Дополнительная информация, внесённая электромагнитными данными, состоит в том, что было получено распределение УЭС вдоль всего профиля, в то время как для калибровки использовался каротаж из одной точки на профиле.

В главе были рассмотрены три подхода к интерпретации электромагнитных данных. Были приведены три модели:

- Псевдо 2D модель (компиляция 1D моделей)
- 2D гладкая (Оккамовская) модель
- 2D модель, полученная в результате инверсии с априорной информацией («калибровка» инверсии по опорной скважине).

Все три модели сохраняют определённую приемственность. Так, верхняя часть разреза до глубины 500м схожим образом воспроизводится всеми моделями. Также все модели содержат две локальные аномалии повышенного УЭС (рисунок 4.34 и 4.42 – «А» и «В»). Ниже границы 500-1000 теряется корреляция между 1D моделями на соседних пикетах. Что касается двумерных моделей, то они сходным образом описывают слоистое строение разреза. В частности, кровля видимого геоэлектрического фундамента в 2D моделях залегает на глубине 2-2,5 км это расходится с литературными данными, согласно которым кристаллический фундамент залегает на глубине ~3 км, но в отсутствие сейсмических данных делать какие-либо обобщения преждевременно. Основное различие двумерных моделей заключается в том, что сглаженная модель не позволяет однозначно связать видимую аномалию высокого УЭС (рисунок 4.34, слой 4) с продуктивным интервалом. Эта неоднозначность разрешается в процессе «калибровки» 2D инверсии, которая заключается в инкорпорировании геометрической структуры основных слоёв и электрического каротажа в стартовую модель.

4.8 Выводы к главе

1. Результаты сглаженной 2D инверсии позволили выявить объект высокого УЭС в разрезе. Из-за присутствия карбонатов в разрезе и неудачного заложения профиля, находящегося целиком в контуре залежи, этот объект не может быть однозначно ассоциирован с УВ в

рамках Оккамской инверсии (т.е. без использования априорной информации). В то же время приведённый пример демонстрирует принципиальную возможность выделять тела высокого УЭС в разрезе путём выполнения мелководных геометрических зондирований. В благоприятных геологических условиях (отсутствие карбонатов) и оптимальном проектировании съёмки это позволяет выделять скопления УВ.

2. В приведённом примере целевой слой может быть выделен, несмотря на присутствие эоцен-верхнеюрских карбонатов, путём «калибровки» инверсии (использование каротажа по опорной скважине и основных границ). В данном случае, дополнительная информация, вносимая электромагнитными данными по сравнению с априорной информацией, заключается в получении распределения УЭС вдоль всего профиля.
3. Таким образом, мелководные геометрические зондирования с донными кабельными системами позволяют выявлять объекты высокого УЭС, в том числе связанные с крупными залежами УВ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе показано, что во многих случаях метод позволяет получить геологическую информацию, важную с точки зрения поисков УВ. Рассматриваемые измерения достаточно эффективны для изучения терригенно-осадочных комплексов с относительно крупными объектами поиска, такими как каналы в глинистой толще, рифовые постройки в осадочной толще, разломные зоны и т.п. Менее благоприятная ситуация возникает в ситуации, когда требуется расчленить карбонатную толщу, особенно при наличии мощной перекрывающей толщи терригенно-осадочных пород. Также, эффективность подобных измерений снижается при увеличении глубины залегания объектов поиска (по-видимому, свыше 1-2 км под дном моря), а также при увеличении глубины моря свыше 200-500 м.

На основании изложенного материала автор предполагает, что дальнейшее развитие метода должно идти в следующих направлениях.

Главной сложностью, связанной с применением рассматриваемого метода для поиска нефти и газа является, по-видимому, относительно низкое пространственное разрешение данных. Для рассматриваемого случая распределение электромагнитного поля определяется уравнениями диффузии. Малая глубина воды и большая глубина залегания целевых объектов предопределяют использование низкой частоты возбуждения, что дополнительно снижет разрешение. По-видимому, радикально проблема низкого разрешения может быть преодолена более тщательным выбором объектов исследования на основании предварительного моделирования.

Существенной трудностью является высокий помех в мелководных измерениях, прежде всего уровень МТ сигнала и волновой помехе. Автору представляется, что существенно улучшить качество измерений можно путём развития технологий борьбы с МТ и волновой помехами. Например, подавление МТ помех может быть выполнено на основании синхронной регистрации естественных ЭМ полей в удалённой точке. Для подавления волновой помехи требуется дополнительное изучение явления. Возможные решения могут быть основаны на вычислении корреляции между измеренным электромагнитным полем и давлением, измеряемым донными гидрофонами. Другое возможное решение – расчёт наводимого ЭМ поля на основе известных решений гидродинамической задачи о движении воды в электромагнитном поле Земли.

Представляется, что улучшение технологии выполнения работ, таких как снижение минимальной скорости судна, некоторое повышение частоты возбуждения и увеличение

момента возбуждающего диполя, а также более точное определения координат приёмных электродов позволят значительно улучшить качество данных.

Важным является описание поля на основании 3D представлений о геологической модели. Вычислительные средства, существующие в настоящий момент, позволяют выполнять 3D моделирование и инверсию данных площадной съёмки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бендат, Дж. Прикладной анализ случайных данных/Дж. Бендат, А. Пирсол; пер. с англ. В.Е. Привальского и А.И. Кочубинского; под ред. И.Н. Коваленко.-М.:Мир, 1989.-540 с.
2. Бердичевский, М.Н. Глубинная геоэлектрика в Океане/ М.Н. Бердичевский, О.Н. Жданова, М.С. Жданов.- М.: Наука. 1989.-80 с.
3. Бочкарев, В. А. Строение и формирование залежей углеводородов месторождения им. Филановского/ В. А. Бочкарев, С. Б. Остроухов, А.Г. Алексеев // Нефтепромысловое дело.- 2010. -№2.
4. Ваньян, Л.Л. Глубинная электропроводность океанов и континентов/ Л.Л. Ваньян, П.П. Шиловский.-М.: Наука, 1983.- 88 с.
5. Ваньян, Л.Л. Об интерпретации донных частных зондирований/ Л.Л. Ваньян, Н.А. Пальшин // Физика Земли.-1993.- №12, с.65-66.
6. Ваньян, Л.Л. Электромагнитные зондирования/Л.Л. Ваньян.- М.: Научный мир, 1997.- 219 с.
7. Вишняков, А.Э. Детальное картирование глубоководных осадков буксируемых геофизическим комплексом / А.Э. Вишняков, В.Д. Каминский, Е.Д. Лисицын и [др].- Доклады Академии Наук.-1992. -Т. 324.-№1.- С. 77-80.
8. Вишняков, А.Э. Методика, технология и аппаратура морских электроразведочных работ при прямых поисках нефти и газа/ А.Э. Вишняков, В.П. Паняев, М.Ю. Яневич, М.М. Богородский// в кн.: Аппаратура для исследования геомагнитного поля.-М.: ИЗМИРАН, 1983.-с. 110-117.
9. Геологическая модель месторождения углеводородов имени В. Филановского в Северном Каспии [электронный ресурс]/ В.Е.Смирнов, С.В.Попович, С.В.Делия, Н.В.Булеева //EAGE Extended abstract.-13.09.2010.-URL: <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=44425>
10. Демидов, А.И. Определение магнитотеллурических переходных характеристик методом интегральных уравнений/ А.И. Демидов//Физика Земли.-1990.-№9.
11. Корольков, Ю.С. Зондирование становлением электромагнитного поля для поиска нефти и газа/ Ю.С. Корольков.-М.: Недра, 1987.-116 с.
12. Крамер, Г. Математические методы статистики/Г.Крамер.-пер. с англ.-М.:Мир, 1975.-648 с.
13. Кудрявцев, Ю.И. Теория поля и ее применение в геофизике: учеб. для вузов/Ю.И. Кудрявцев.-Л.: Недра, 1988.-336с.
14. Легейдо, П.Ю. Дифференциально-нормированные методы геоэлектроразведки/ П.Ю. Легейдо, М.М. Мандельбаум, Н.И. Рыхлинский.- Иркутск: ГГП Иркутскгеофизика, 1996.-145 с.

15. Лемешко, Б.Ю. Об ошибках и неверных действиях, совершаемых при использовании критериев согласия типа χ^2 / Б.Ю. Лемешко, Е.В. Чимитова // Измерительная техника.- 2002.- №6.-с.5-11.
16. Лисицын, Е.Д. Вчера, сегодня и завтра морской электроразведки в ГНПП "Севморгео"/ Е.Д. Лисицын, Л.Ф. Московская, А.А. Петров // Разведка и охрана недр.- 2001. -N10.- с.19-22.
17. Маловичко, М.С. Сравнение статистических свойств устанавливаемых электрических полей при морских измерениях/М.С. Маловичко//Геофизика.- 2008.- №5.- с. 59 – 64.
18. Методика, техника и результаты комплексных геофизических исследований на акватории р.Москвы/ А.В. Калинин, В.В. Калинин, А.А. Мусатов, М.Л. Владов, И.Н. Модин // Геологические проблемы Московской агломерации: сб.научн.тр.; под ред. Г.А. Голодковской и А.В.Калинина.-М.:Изд-во МГУ, 1991 г. -192 с.
19. Могилатов, В.С. Импульсная электроразведка: уч.пособие /В.С.Могилатов.- Новосибирск: Новосиб. Гос. Университет, 2002.-208с.
20. Могилатов, В.С. Математическое обеспечение электроразведки ЗСБ: система «Подбор»/ В.С.Могилатов, А.К. Захаркин, А.В. Злобинский [под ред.Н.О.Кожевникова]. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2007.-155 с.
21. Модель строения и формирования залежей нефти и газа Ракушечной зоны поднятий [электронный ресурс]/ А.В. Бочкарев, С.Б. Остроухов, В.А. Бочкарев, Д.В. Крашков, Д.В. Крашкова// EAGE Extended abstracts .-2008.-URL: <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=16046>
22. Модин, И.Н. Электроразведка в технической и археологической геофизике: автореф. дис. .. док. тех. наук: защищена 20.10.2010/ И.Н. Модин.-М.,2010.-48 с.
23. Моисеев, В.С. Метод вызванной поляризации при поисках нефтеперспективных площадей/В.С. Моисеев.- Новосибирск: Наука, 2002.-136 с.
24. Молочнов, Г.В. Электромагнитные зондирования на шельфе с электрическим диполем/ Г.В. Молочнов, В.Н. Рыбакин // Геофизические методы поиска и разведки рудных и нерудных месторождений: сб. статей.-Свердловск: Изд-во СГИ, 1987.
25. Морские геофизические исследования/ Я.П. Маловицкий, Л.И. Коган, Ю.М. Мистрюков [и др]; под ред. Я.П.Маловицкого.- М.: Недр, 1977.-375 с.
26. Московская, Л.Ф. Препроцессинг измерений устанавливаемых электромагнитных полей с высокой пространственно-временной плотностью на примерах морских электроразведок/ Л.Ф. Московская//Геофизика.-2003.-№4
27. Назаренко, О.В. Методика непрерывных морских электрических зондирований/ О.В. Назаренко//Геология нефти и газа.-1957.-№ 8.-с.40-45.
28. Нетрадиционные геофизические и геохимические методы поисков и разведки нефтегазовых месторождений / А.П. Савицкий, Ю.А. Семин, С.А. Вешев, В.И. Васильева, Н.А. Ворошилов, М.И. Альтшулер, С.Г. Алексеев//Геохимическое моделирование и материнские породы нефтегазоносных бассейнов.- СПб: ВНИГРИ, 1998.- 186 с.
29. Отчёт по опытно-методическим электроразведочным работам в Баренцевом море (1977 г.): отчёт НИР/ А.Э. Вишняков, В.В. Сорокин, Н.В. Савченко [и др].-№ гос. рег. 21КШ, Ленинград, фонды ПГО Севморгеология, 1978.

30. Пальшин, Н.А. Проблемы электромагнитных зондирований на акваториях/Н.А. Пальшин// Геофизический журнал.- 2009.- Т.31.- №4.
31. Петров, А.А. Возможности метода становления электрического поля при поисках углеводородов в шельфовых зонах/ А.А. Петров//Геофизика.-2000 г.-№5.-с.21-26.
32. Петров, А.А. Опыт применения электромагнитных зондирований при поисках углеводородов в транзитной зоне Каспийского моря/А.А. Петров, М.С.Маловичко, А.Б.Кочеров, Е.Д.Лисицын //Геофизика.-№2.-2010.-с.60-64.
33. Петров, А.А. Решение обратных задач электроразведки при поисках локальных объектов/А.А. Петров// Электрическое зондирование геологической среды: сб.статей.- М.: МГУ.-1992-с.119-125.
34. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского Моря/ И.Ф. Глумов, Я.П. Маловицкий, А.А. Новиков, Б.В. Сенин.-М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004.-342 с.
35. Решение трёхмерных нестационарных задач импульсной электроразведки / М.И. Иванов, В.А. Катешов, И.А. Кремер, М.В. Урев// Автометрия .-2007.-Т.43.-№2.
36. Рыбакин, В.Н. Морские частотные электромагнитные зондирования с горизонтальным электрическим диполем: дис. ... канд. физ.-мат. наук : защищена 27.03.1086/В.Н. Рыбакин.- Л., 1986.-150 с.
37. Самарский, А.А. Теория разностных схем/А.А. Самарский.-М.: Наука.-1977.- 656 с.
38. Светов, Б.С. Основы геоэлектрики/Б.С.Светов.-М.:ЛКИ, 2008.-656 с.
39. Светов, Б.С. Теория, методика и интерпретация материалов низкочастотной электроразведки/Б.С. Светов.-М.: Недра, 1973.-254 с.
40. Сейфулин, Р.С. Геоэлектрическая модель углеводородов Западной Украины/ Р.С. Сейфулин, Н.Э. Портнягин, О.В. Изотова// Советская геология.-1986.-№3.- с. 22-28.
41. Сергиенко, А.Б. Цифровая обработка сигналов: учебник для вузов/А.Б. Сергиенко.-2-е изд.-СПб.:Питер, 2006.-751 с.
42. Сочельников, В.В. Основы теории естественного электромагнитного поля в море/В.В.Сочельников.-Л.: Гидрометеиздат, 1979.-216 с.
43. Спичак, В. В. Математическое моделирование электромагнитных полей в трёхмерно-неоднородных средах: дис. ... канд. физ.-мат. наук : защищена 25.11.1983/В.В. Спичак.- М.:1983.-145 с.
44. Способ морской электроразведки нефтегазовых месторождений и комплекс для его осуществления VeSoTEM: заявка WO 2007/003203: международная заявка опубликованная в соответствии с договором о патентной кооперации (РСТ), международная патентная классификация G01V(2006.01) 3/06, G01V 3/15(2006.01). /Е.Д.Лисицын, А.В.Тулупов, А.А.Петров,В.Э.Кяспер; заявители и патентообладатели:Е.Д.Лисицын, А.В.Тулупов, А.А.Петров,В.Э.Кяспер.-междунар. заявка - РСТ/EA2006/000006; дата междунар. публикации - 11.01.2007; приоритет: заявка 2005118534, РФ, 10.06.2005.
45. Сравнение методов решения трёхмерных задач становления поля с использованием аппроксимаций в частотной и временной областях/ М.Г. Персова, Ю.Г. Соловейчик, Е.Д. Алексанова, М.Е. Блинова, Р.Г. Гусейнов, А.В. Пугин, Д.В. Яковлев//Доклады АН ВШ РФ. Технические науки.-июль-декабрь 2013.-№2 (21).
46. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Широкой площади Северного Каспия (месторождение им. Ю.Корчагина)/ В.Н. Манцунова и [др.]

- //Перспективы нефтегазоносности Нижнего Поволжья и Азово-Каспийского региона: сб. статей.-Волгоград: ООО "Лукойл-ВолгоградНИПИморнефть", 2005.- вып.64.-с.119-142
- 47.Тихонов, А.Н. Методы решения некорректных задач/ А.Н. Тихонов, В.Я. Арсенин.-2-е изд.-М.:Наука, 1979.-288 с.
- 48.Тригубович, Г.М. 3D-электроразведка становлением поля/ Г.М. Тригубович, М.Г. Персова, Ю.Г. Соловейчик.-Новосибирск: Наука, 2009.-217 с.
- 49.Хмелевской, В.К. Электроразведка постоянным током/В.К. Хмелевской // Основной курс электроразведки: учебн. пособ.- М.: изд-во МГУ, 1970.-245 с.
- 50.Хьюбер, П. Робастность в статистике/П. Хьюбер; пер. с англ.-М.:Мир, 1984.-304 с.
- 51.Электроразведка // Справочник геофизика; под. ред. А.Г. Тархова.-М.:Недра, 1980.-522 с.
- 52.Яновская, Т.Б. Обратные задачи геофизики: учебное пособие/ Т.Б. Яновская, Л.Н. Порохова.-СПБ.:Из-во СПбГУ, 2004.- 216 с.
- 53.2.5D forward and inverse modeling for interpreting low-frequency electromagnetic measurement/ A. Abubakar, T.M. Habashy, V.I. Druskin, L. Knizhnerman, D. Alumbaugh// Geophysics.-2008.-№ 73.- P165-F177.
- 54.3D inversion of towed streamer EM data: a model study of the Harding field with comparison to CSEM/ M.S. Zhdanov [et al.]// First Break.- April 2012.-vol.40.-no.4.
- 55.3D inversion of marine CSEM data using a fast finite-difference time-domain forward code and approximate Hessian-based optimization [электронный ресурс]/ J.J. Zach, A.K. Bjørke, T. Støren, F. Мааø, // SEG Technical Program Expanded Abstracts.-2008.-pp. 614-618.-URL: <http://dx.doi.org/10.1190/1.3063726>
- 56.A finite difference scheme for elliptic equations with rough coefficients using a Cartesian grid nonconforming to interfaces/ S. Moskow, V. Druskin, T. Habashy, P. Lee, S. Davydycheva// SIAM Journal on Numerical Analysis.-1999.-vol. 36.-no. 2.- pp. 442—464.
- 57.A method for hydrocarbon reservoir mapping and apparatus for use when performing the method: Application PCT/NO2006/000372: International application published under the patent cooperation treaty (PCT): international patent classification G01V 3/08 (2006.01), G01V 3/15 (2006.01). /P.Barsukov, E.B.Fainberg, Sh.B. Singer; applicants: Advanced hydrocarbon mapping AS (all except US); P.Barsukov, E.B.Fainberg, Sh.B. Singer(in US); international application number: PCT/NO2006/000372; intern. publication number: WO 2007/053025 A1; intern. public. date 10.05.2007; priority: 20055168, Norway, 03.11.2005.
- 58.Anderson, C. An integrated approach to marine electromagnetic surveying using a towed streamer and source / C. Anderson, J. Mattsson// First Break.- 2010.- First Break.-vol. 28.- iss.5.-71-75.
- 59.Archie, G. E. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics/G.E.Archie// Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers.-1942.-№ 146.-54–62.
- 60.Avdeev, D.B. Three-dimensional electromagnetic modelling and inversion from theory to application/ D.B. Avdeev // Surveys in Geophysics.-2005.-№26.-767-799 pp.
- 61.Barsukov, P.O. A mobile time-domain sounding system for shallow water/ P.O. Barsukov, E.B. Fainberg.-First Break.- October 2013.-vol. 31.

62. Behrens, J. P. The Detection of Electrical Anisotropy in 35 Ma Pacific Lithosphere. Results from a Marine Controlled-Source Electromagnetic Survey and Implications for Hydration of the Upper Mantle PhD thesis [Электронный ресурс]/J.P. Behrens.- A dissertation submitted in partial satisfaction of the requirements for the degree Doctor of Philosophy in Earth Sciences, University of California, San Diego, 2005.-URL:
http://mahi.ucsd.edu/jim/Behrens_dissertation.pdf
63. Benefits of the induced polarization geoelectric method to hydrocarbon exploration/ P.C. Veeken, P.J. Legeydo, Y.A. Davidenko, E.O. Kudryavceva, S.A. Ivanov, A. Chuvaev// Geophysics.-2009.-vol.74.-no.2.-P. B47-B59.
64. Cairns, G. A time domain electromagnetic survey of the TAG hydrothermal mound / G. Cairns, R.L. Evans, R.N. Edwards// Geophysical Research Letters.-1996.-№23.- 3455-3458 pp.
65. Calculation of sensitivities for the frequency-domain electromagnetic problem/ P.R. McGillivray, D.W. Oldenburg, R.G. Ellis, T.M. Habashy//Geophys.Journ.Int.- January 1994.- vol.116.-no.1.-P.1-4.
66. Carcione, J.M. Cross-property relations between conductivity and the seismic velocity of rocks/ J.M. Carcione, B. Ursin, J.I. Nordskog//Geophysics.-Sept-Oct 2007.- vol.72.-no.5.
67. Challenges in shallow water CSEM surveying: a case history from Southeast Asia [электронный ресурс]/ S.K. Chandola [et al.]/International Petroleum Technology Conference held in Dubai, U.A.E., 4–6 December 2007.-URL:
www.emgs.com/content.ap?contentId=376
68. Chave Sen P.N. Self-similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads/ P.N. Sen, C. Scala, M.H. Cohen//Geophysics.- May 1981.-vol. 46.-no.5.- P.781-795.
69. Chave, A.D. Bounded influence of magnetotelluric response function estimation/ A.D. Chave, D.J. Thomson//Geophys. Journ. Int.-2004.-P. 988-1006.
70. Chave, A.D. Controlled electromagnetic sources for measuring electrical conductivity beneath the oceans: Part 1 – Forward problem and model study/ A.D. Chave, Ch. S. Cox//Journal of Geophysical Research.- 10 July 1982.-vol. 82.-no. B7.- 5327-5338 pp.
71. Chave, A.D. Electrical Exploration Methods for the seafloor/ A.D. Chave, S.C. Constable, R.N. Edwards// Electromagnetics Methods In Applied Geophysics; ed. by M.N.Nabighian; vol.II.- Tulsa,Okla: SEG,1992.
72. Cheesman S. J. First results of a new short baseline sea floor transient EM system [электронный ресурс]/ S.J. Cheesman, R.N. Edwards, L.K. Law//SEG technical program expanded abstracts.- 1988.- pp. 259-261.-URL: <http://dx.doi.org/10.1190/1.1892241>
73. Chen, J. Three methods for mitigating airwaves in shallow water marine controlled-source electromagnetic data/ J. Chen, D.L. Alumbaugh//Geophysics.-March-April 2011.-vol.76.-no.2.- P.F89-F99.
74. Commer, M. A parallel finite-difference approach for 3D transient electromagnetic modeling with galvanic sources/ M. Commer, G. Newman //Geophysics.- Sept-Oct. 2004.-vol. 69.-no.5.- p.1192-1202.
75. Constable, C.G. Satellite magnetic field measurements: applications in studying the deep earth/ C.G. Constable, S.C. Constable //The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics.- ed. R.S.J. Sparks and C.J. Hawkesworth.-American Geophysical Union, 2004.- 414 p.-pp.147–160.

76. Constable, S. An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration/ S. Constable, L.J. Srnka// *Geophysics*.-March-April 2007.-vol.72.-no.2.-P. WA3-WA12.
77. Constable, S. Mapping thin resistors and hydrocarbons with marine EM methods: Insights from 1D modeling/ S. Constable, C.J. Weiss// *Geophysics*.-March-April 2006.-vol.71.-no.2.-P.G43-G51.
78. Constable, S., Ten years of marine CSEM for hydrocarbon exploration/ S. Constable// *Geophysics*.-Sept-Oct. 2010.-vol.75.-no.5.-P. 75A67-75A81.
79. Constable, S.C. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data/S.C.Constable, R.L.Parker, C.G.Constable// *Geophysics*.-March 1987.-vol.52.-no.3.-P.289-300.
80. Controlled source electromagnetic inversion for resource exploration/ D. Oldenburg, R. Eso, S. Napier, E. Haber// *Fist Break*.-July 2005.-vol.23.-no.7.
81. Controlled-source electromagnetic sounding of the oceanic lithosphere/ C.S. Cox, S.C. Constable, A.D. Chave, S.C. Webb// *Nature*.-6 March 1986.-vol.320.-P. 52-54.
82. Cox, C. S. Electromagnetic induction in the oceans and inferences on the constitution of the earth/ C.S. Cox// *Geophysical Surveys*.-1980.-vol. 4.-no. 1-2.-P. 137-156.
83. Davydycheva, S. Electrical-prospecting method for hydrocarbon search using the induced-polarization effect/ S. Davydycheva, N. Rykhliniski, P. Legeido // *Geophysics*.- July-August 2006.-vol. 71.-no. 4.-p. G179-G189.
84. Direct reservoir parameter estimation using joint inversion of marine seismic AVA and CSEM data/ G. M. Hoversten [et al.]// *Geophysics*.- 2006.-vol.71.-no.3.-P.C1-C13.
85. Dmitriev, V.I. Mathematical modeling of marine electromagnetic sounding of a three-dimensional nonhomogeneous medium/ V.I. Dmitriev, I.S. Barashkov// *Computational Mathematics and Modelling*.- July 2012.- vol.23.-no.3.
86. Druskin, V. Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domain/ V. Druskin, L. Knizhnerman// *Radio Science*.- July-August 1994.-vol.29.- number 4.-p.937-953.
87. Edwards, N. Marine controlled source electromagnetics: Principles, methodologies, future commercial applications/ N. Edwards// *Surveys in geophysics*.-2005.-vol. 26.-P.675-699.
88. *Electromagnetic methods in applied geophysics // Investigations in geophysics; vol.3; 3rd printing; ed. by M.N. Nabighian*.-SEG, 2006.-513 c.
89. Ellis, D.V. Well logging to earth scientists/ D.V. Ellis, J.M. Singer.-2nd edition.- The Netherlands :Springer Science+Business Media B.V., 2008.-699 p.
90. Evans, R.L. Crustal resistivity structure at 9°50'N on the East Pacific Rise/ R.L. Evans, S.C. Webb// *Geophysical research letters*.-2002.-vol.29.-no.6.
91. Evans, R.L. Using CSEM techniques to map the shallow section of seafloor: from the coastline to the edges of the continental slope/R.L.Evans// *Geophysics*.-March-April 2007.-vol.72.-no.2.-P.WA105-WA116.
92. Farquharson, C.G. Nonlinear inversion using general measures of data misfit and model structure/C.G.Farquharson, D.W. Oldenburg// *Geophys. Journ. Intern*.-1998.-vol.134.-P.213-227.

93. First results from an electromagnetic survey of a gas hydrate vent offshore mid-Norway [Электронный ресурс]/A. Swidinsky [et al.]/EAGE Extended abstracts.-2014.-URL: <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=75599>
94. First results of the MOSES experiment: sea sediment conductivity and thickness determination, Bute Inlet, British Columbia, by magnetometric offshore electrical sounding / R. N. Edward, L. K. Law, P. A. Wolfgram, D. C. Nobes, M. N. Bone, D. F. Trigg, J.M. DeLaurier//Geophysics.- January 1985.-vol. 50.-iss.1.-P.153-160.
95. Harris, F.J. On the use of windows for harmonic analysis with the discrete Fourier transform/F.J. Harris//Proceedings of the IEEE.-January 1978.- vol. 66.-no.1.
96. Hashin, Z. A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials/ Z. Hashin, S. Shtrikman// Journal of Mechanics of Physical Solids.- 1963.-vol. 11.-P.127-140.
97. He, Z. Petroleum electromagnetic prospecting advances and case studies in China / Z. He, W. Hu, W. Dong //Surv. Geophys.-2010.-vol.31.-P.207-224.
98. Hesthammer, J. The performance of CSEM as a de-risking tool in oil and gas exploration [электронный ресурс]/J. Hesthammer, S. Fanavoll, J. Danielsen// SEG Technical Program Expanded Abstracts.-2010.-p. pp. 675-679.-URL: <http://dx.doi.org/10.1190/1.3513873>
99. Holten, T. Effects of a limited reservoir and induced polarization on acquisition with vertical electrodes[электронный ресурс]/ T. Holten, B. Singer, F. Grude// SEG Technical Program Expanded Abstracts.-2010.- pp. 874-878.-URL:<http://dx.doi.org/10.1190/1.3513918>.
100. Improved target imaging with a high-power deck-mounted CSEM source - a field example from the North Sea[электронный ресурс]/ F. Roth, J.E. Lie, M. Panzer, P.T. Gabrielsen// EAGE Extended abstracts.- June 2013.- DOI: 10.3997/2214-4609.20130481 .-URL: <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=69356>
101. Iterative electromagnetic migration of 3D inversion of marine controlled-source electromagnetic data/M.S. Zhdanov [et al.]/ Geophysical Prospecting.-November 2011.- vol.59.-iss.6.-P. 1101-1113.
102. Key, K. 1D inversion of multicomponent, multifrequency marine CSEM data: Methodology and synthetic studies for resolving thin resistive layers/K.Key//Geophysics.-March-April 2009.-vol.74.-no.2.-P.F9-F20.
103. Li, Y. Two dimensional marine controlled source electromagnetic modelling, Part 1: An adaptive finite element algorithm/ Y. Li, K. Key// Geophysics.-2007.-vol.72.-no.2.-P.WA51-WA62.
104. Li, Yu-Guo. Transient electromagnetic in shallow water: insights from 1D modelling/ Yu-Guo Li, S. Constable // Chinese Journ. Geophys.-2010.-vol. 53.-no.3.-P.737-742.
105. Linfoot, J. Case study of a Towed Streamer EM survey over the Troll field, North Sea[электронный ресурс]/ J. Linfoot, J. Mattsson, D. Price// SEG Technical Program Expanded Abstracts.-2011.- pp. 594-598.-URL: <http://dx.doi.org/10.1190/1.3628151>
106. Løseth L.O. Removal of air-response by weighting inline and broadside CSEM/SBL data[электронный ресурс]/ L.O. Løseth, L. Amundsen// SEG Technical Program Expanded Abstracts .-2007.-pp. 529-533 .-URL: <http://dx.doi.org/10.1190/1.2792477>
107. Mackie, R. Joint 3D inversion of marine CSEM and MT data [электронный ресурс] /R.Mackie, M.Watts,W.Rodi// SEG Technical Program Expanded Abstracts.-2007.- pp. 574-578.-URL: <http://dx.doi.org/10.1190/1.2792486>

108. Marine CSEM of the Scarborough gas field. Part 1: Experimental design and data uncertainty/ D. Myer, S. Constable, K. Key, M.E. Glinsky, G. Liu// *Geophysics*.- July-August 2012.-vol. 77.- no. 4 .-P. E281–E299.
109. Marine time domain CSEM – the first two years of experience/ N. Allegar, K.M. Strack, R. Mittet, A. Petrov// *EAGE Extended abstract*.-09.06.2008.-
URL:<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=9946>
110. Mavko, G. *The Rock Physics Handbook*/ G. Mavko, T. Mukerji, J. Dvorkin.- 2nd ed.- Cambridge University Press, 2009.-511 p.
111. Nechaev, O. Multilevel iterative solvers for the edge finite element solution of the 3D Maxwell equation/ O. Nechaev, E. Shurina, M. Botchev// *Computers & Mathematics with Applications*.-2008.-vol.55-no.10.- 2346–2362.
112. Patent USA US4617518 A. Method and apparatus for offshore electromagnetic sounding utilizing wavelength effects to determine optimum source and detector positions/ L.J. Srnka; inventor:L.J. Srnka; original assignee: Exxon Production Research Co.; application number: US 06/554,032; publication date: 14.10.1986; filing date: 21.11.1983; priority: 21.11.1983
113. Pirson, S. J. Progress in magneto-electric exploration/S.J. Pirson//*Oil and Gas Journal*.-1982.- vol.80.-P. 216–228.
114. Rodi, W. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion/ W. Rodi , R.L. Mackie// *Geophysics*.- January-February 2001.-vol. 66.- no. 1 .-P. 174–187.
115. Rowston, P. Cole-Cole inversion of telluric cancellation IP data [электронный ресурс]/ P. Rowston, S. Busutil, G. McNeill // *ASEG 16th Geophysical Conference and Exhibition. Extended Abstracts* .-February 2003.-URL: <http://www.austhaigeophysics.com/Cole-Cole%20Inversion%20of%20Telluric%20Cancelled%20IP%20Data%20-%20Extended%20Abstract.pdf>
116. Schlumberger, C. Electrical exploration of water-covered areas/ C. Schlumberger, M. Schlumberger, E. G. Leonardon//*Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*.- 1934.-vol.110.-P. 122–134.
117. Schön, J.H. Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics/ J.H. Schön// *Handbook of geophysical exploration: seismic exploration*; vol.18; ed. by K. Helbig and S. Treitel.- Amsterdam-Boston-Heidelberg-London-New York-Oxford-Paris-San Diego-San Francisco-Singapore-Sydney-Tokyo:Elsevier, 2004.-587.-ISBN 0-08-044346-X
118. Shallow water CSEM using a surface-towed source [электронный ресурс]/ D.V. Shantsev [et al.]/ *EAGE Extended abstracts*.- June 2010.-URL: <http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=39166>
119. Srnka, L. J. Illuminating Reservoirs with Electromagnetics [электронный ресурс]/L.J. Srnka//*EGM 2007 International Workshop Innovation in EM, Grav. and Mag. Methods: a new Perspective for Exploration* Capri, Italy.- April 15 – 18, 2007.-URL: http://www.eageseg.org/data/egm2007/Invited%20paper/IP_02.pdf
120. Sternberg, B.K. A review of some experience with the induced-polarization / resistivity method for hydrocarbon surveys: Successes and limitation/B.K. Sternberg// *Geophysics*.- 1991.- vol.56.-no.10.-P.1522-1532.
121. Strack, K.-M. *Exploration with deep transient electromagnetics*/ K.-M. Strack// *Methods in geochemistry and geophysics*; vol. 30.-Amsterdam-London-New York -Tokyo:Elsevier, 1992.- 370 p.- ISBN 0-444-89541-8

122. Strack., K.M. Marine time domain controlled source electromagnetics (tCSEM™): another way to illuminate marine reservoirs [Электронный ресурс]/K.M. Strack., A.A. Petrov//Proc. 8th China International Geo-Electromagnetic Workshop, Jingzhou, China, paper 3, 9-14.-2007.-URL:
http://www.kmstechnologies.com/Files/Marine_time_domain_controlled_source_electromagnetics.pdf
123. Vertical dipole CSEM: technology advances and results from the Snøhvit field/ S. Helwig, A. El Kafas, T.Holten, Ø. Frafjord, K. Eide// First Break.-April 2013.-vol.31.-no.4.-P. 61-69.
124. Vertical source, vertical receiver, electromagnetic technique for offshore hydrocarbon exploration/T.Holten, E.G. Flekkøy, B.Singer, E. M. Blixt, A.Hanssen, K.J.Måløy//First Break.-May 2009.-vol.27.-p.89-93.
125. Webb, S. First measurements from a deep-tow transient electromagnetic sounding system/ S. Webb, R.N. Edwards, L. Yu//Marine Geophysical Researches.-1993.-vol. 15.-no.1.-P. 13-26.
126. Weiss, C.J. The fallacy of the “shallow-water problem in marine CSEM exploration/C.J.Weiss//Geophysics.-November-December 2007.-vol.72.-no.6.-P.A93-A97.
127. Weitemeyer, K. A. Marine Electromagnetic methods for gas hydrate characterization [Электронный ресурс]/K.A. Weitemeyer.- A dissertation submitted in partial satisfaction of the requirements for the degree Doctor of Philosophy in Earth Sciences, University of California, San Diego, 2008.- URL:
http://marineemlab.ucsd.edu/resources/Pubs/kweitemeyer_PhDThesis.pdf
128. Weitemeyer, K. Marine electromagnetic methods for gas hydrate characterization. Gulf of Mexico, 2009 [электронный ресурс]/ K. Weitemeyer, S. Constable.-2009.- URL:http://marineemlab.ucsd.edu/projects/gomhydrate/cruise_report.pdf
129. Yavich, N. Advances in multigrid solution of 3D forward MCSEM problems [электронный ресурс]/ , N.Yavich, C. Scholl// EAGE Extended abstracts .- 2012.-URL:
<http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=57778>
130. Yee, K., Numerical solution of initial boundary value problems involving Maxwell's Equations in isotropic media/ K.Yee//IEEE transactions on antennas and propagation.- May 1996.-vol. 14.- no.3.
131. Zach, J.J. Inversion-based interpretation of marine CSEM data [электронный ресурс] / J.J. Zach, M.A. Frenkel //Offshore Technology Conference.-2009.- URL:www.emgs.com/content.ap?contentId=424
132. Zhdanov, M. S. Geophysical inverse theory and regularization problems/ M.S. Zhdanov.- Amsterdam - New York – Tokyo: Elsevier, 2002.- 628 pp.
133. Ziolkowski A. Removal of the air wave in shallow marine transient EM data [электронный ресурс]/ A. Ziolkowski, D. Wright// SEG Technical Program Expanded Abstracts.-2007.- pp. 534-538 URL: <http://dx.doi.org/10.1190/1.2792478>