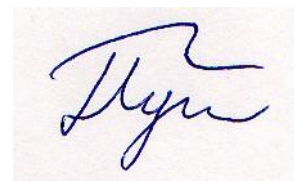


Федеральное государственное бюджетное
образовательное учреждение высшего образования
«Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»

На правах рукописи



Пушкарев Павел Юрьевич

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НИЗКОЧАСТОТНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ
ЗОНДИРОВАНИЙ НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД ПРИМЕНИТЕЛЬНО К
РЕШЕНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ**

25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поиска полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва 2017

Оглавление

Оглавление	2
Список аббревиатур	4
Введение	5
1. Современное состояние методов электромагнитного зондирования земной коры	12
1.1. Электромагнитные методы с естественными источниками	12
1.1.1. Магнитотеллурическое зондирование с использованием тензора импеданса	12
1.1.2. Зондирование с использованием дополнительных передаточных функций	16
1.1.3. Глубинное магнитовариационное зондирование	19
1.1.4. Малоглубинные магнитотеллурические зондирования	20
1.1.5. Донное магнитотеллурическое зондирование	22
1.1.6. Практический пример: моделирование зоны субдукции	23
1.2. Электромагнитные методы с искусственными источниками	25
1.2.1. Частотное зондирование	25
1.2.2. Зондирование становлением поля	28
1.2.3. Использование поляризационных эффектов	29
1.2.4. Особенности морской электроразведки	32
1.2.5. Практический пример: моделирование нефтегазоносного шельфа	33
1.3. Частотные диапазоны и глубинность методов зондирования	35
2. Методика анализа и интерпретации электромагнитных данных	37
2.1. Кажущееся сопротивление в разных методах зондирования	37
2.2. Анализ и трансформация кривых электромагнитных зондирований	39
2.3. Прямая одномерная задача электромагнитного зондирования	42
2.4. Одномерная интерпретация кривых электромагнитного зондирования	44
2.5. Анализ магнитотеллурических данных в горизонтально-неоднородных средах	46
2.5.1. Полярные диаграммы и инварианты тензора импеданса	47
2.5.2. Главные направления и значения тензора импеданса	48
2.5.3. Разделение локальных и региональных эффектов	49
2.5.4. Анализ матрицы Визе-Паркинсона	51
2.6. Двухмерная интерпретация магнитотеллурических данных	52
2.6.1. Решение прямых 2D задач	52
2.6.2. Решение обратных 2D задач	53
2.6.3. Программное обеспечение для решения 2D задач	54

2.6.4. Принцип информационной дополнителности.....	55
2.6.5. 2D инверсия синтетических данных над впадиной	60
2.6.6. Оценка влияния анизотропии глубинных проводящих зон	63
2.7. Трёхмерная интерпретация магнитотеллурических данных.....	65
2.7.1. Решение прямых 3D задач	65
2.7.2. Решение обратных 3D задач	66
2.7.3. 3D инверсия данных, рассчитанных на одиночном профиле	67
2.8. Общий граф магнитотеллурических исследований	71
3. Некоторые результаты глубинных геоэлектрических исследований	74
3.1. Обобщённые результаты изучения коровых аномалий в СССР	74
3.2. Барятинская коровая аномалия	76
3.3. Ладожская коровая аномалия.....	81
3.4. Транс-Европейская шовная зона	85
3.5. Верхняя мантия Восточной Европы	92
3.6. Киргизский Тянь-Шань	94
3.7. Гарвальские Гималаи	98
3.8. Каскадная зона субдукции.....	103
3.9. Задачи, решаемые глубинной магнитотеллурикой.....	111
4. Примеры применения разведочной и малоглубинной геоэлектрики	112
4.1. Поиск и разведка месторождений нефти и газа	112
4.2. Поиск и разведка рудных месторождений	117
4.3. Геотермальные исследования.....	123
4.4. Перспективы изучения петротермальных ресурсов платформ.....	130
4.5. Инженерно-гидрогеологические исследования.....	132
4.6. Задачи, решаемые прикладной геоэлектрикой	139
Заключение	142
Литература.....	147

Список аббревиатур

Методы электроразведки

АМТЗ	-	Аудио-магнитотеллурическое зондирование
ВЭЗ	-	Вертикальное электрическое зондирование
ГМВЗ	-	Глубинное магнитовариационное зондирование
ГМТЗ	-	Глубинное магнитотеллурическое зондирование
ДНМЭ	-	Дифференциально-нормированный метод электроразведки
ЗС	-	Зондирование становлением поля
ЗСБ	-	Зондирование становлением поля в ближней зоне
МТЗ	-	Магнитотеллурическое зондирование
РВИЗ	-	Радиоволновое интерференционное зондирование
РМТЗ	-	Радио-магнитотеллурическое зондирование
ЧЗ	-	Частотное зондирование
CSAMT	-	Аудио-МТЗ с управляемым источником

Прочее

АЭС	-	Атомная электростанция
ВЕП	-	Восточно-Европейская платформа
ВЧР	-	Верхняя часть разреза
ГСС	-	Горизонтально-слоистая среда
КС	-	Кажущееся сопротивление
ОПП	-	Однородное полупространство
ПЦС	-	Петротермальная циркуляционная система
ТЕШ	-	Транс-Европейская шовная (зона)
АВ	-	Питающая линия
МН	-	Приёмная линия

Введение

Актуальность темы исследования

Тема повышения эффективности интерпретации данных низкочастотных электромагнитных (ЭМ) зондирований не теряет своей актуальности. На данный момент тому есть две основные причины.

Первая связана с быстрым развитием вычислительной и измерительной техники, обусловившим возможности получения многокомпонентных высокоточных данных в широком частотном диапазоне по густой сети наблюдения и применения ресурсоёмких методов обработки и интерпретации данных, в частности, многомерных методов инверсии: 2D (на персональных компьютерах) и 3D (на компьютерных кластерах). Появляются многочисленные новые подходы и программы для интерпретации данных, позволяющие проводить её на высоком уровне.

Вторая причина заключается в недостаточной востребованности и понимании результатов ЭМ зондирований геологами и геофизиками. В области глубинных исследований этому способствует недостаточно изученная природа аномалий электропроводности, расположенных на недоступных для бурения глубинах.

Таким образом, актуальным является как внедрение новых математических методов интерпретации, так и повышение качества её физико-геологической результативности. Последнее достигается использованием априорной информации, комплексированием разных методов, истолкованием результатов с оценкой надёжности и детальности построений.

Представляется полезным подойти к проблеме повышения эффективности интерпретации ЭМ зондирований максимально широкого с точки зрения диапазонов частот, глубин, решаемых задач. Как известно, несмотря на существенные различия аппаратных комплексов и методик наблюдений, и глубинные и малоглубинные низкочастотные ЭМ технологии основаны на единой квазистационарной модели ЭМ поля и могут использовать общие методы интерпретации данных. В то же время, при решении разных задач приоритет может даваться разным методам, например, при изучении осадочного бассейна может оказаться оправданным одномерный (1D) подход, зоны субдукции – двухмерный (2D), рудного месторождения – трёхмерный (3D). Оптимальный для каждой конкретной ситуации арсенал методов и приёмов (стратегия интерпретации) может быть выбран как частный случай общей методики на основе имеющегося опыта и анализа полученных данных.

Степень разработанности проблемы и её отражение в структуре работы

Разработкой методов ЭМ зондирований занимались многие геофизики, и трудно однозначно очертить круг тех, чей вклад был наибольший. Ссылки и краткие исторические отступления присутствуют в тексте работы. Пионерские работы провели Французские исследователи. В СССР их продолжили геофизики Ленинградской, Московской, Новосибирской, Киевской, Иркутской, Уральской, Саратовской научных школ и другие. За рубежом большинство результатов было получено в Европе и Северной Америке.

Развиваются применительно к решению всё более сложных задач использующие естественное поле магнитотеллурические (МТ) методы, использующие вариации электрического и магнитного полей, и магнитовариационные (МВ), использующие только магнитные вариации, а также методы зондирования с управляемым искусственным источником – частотное (ЧЗ) и становлением поля (ЗС). Их современное состояние рассмотрено в главе 1, которая в основном носит обзорный характер.

Большое число работ посвящено методам анализа и интерпретации данных ЭМ зондирований, их обобщение сделано в главе 2. В ней отражено то, что 2D и 3D подходы наиболее развиты в магнитотеллурике, применительно к зондированиям с искусственным источником по-прежнему широко применяется 1D интерпретация.

С помощью глубинной геоэлектрики (в основном магнитотеллурики) на всех континентах выявлены аномалии повышенной электропроводности в консолидированной земной коре. Результаты, полученные в нескольких регионах с участием автора на этапе интерпретации, а в некоторых случаях и начиная с этапа полевых наблюдений, составляют содержание главы 3.

Методы ЭМ зондирования применяются и при поиске и разведке месторождений углеводородов, твёрдых полезных ископаемых и геотермальных ресурсов, а также в инженерной геофизике. Некоторые работы, выполненные по этой тематике с участием автора, представлены в главе 4.

Таким образом, проблема, затрагиваемая в диссертационной работе, разрабатывается достаточно интенсивно.

Цель исследований

Целью работы является совершенствование методики интерпретации глубинных и малоглубинных электромагнитных зондирований, в первую очередь магнитотеллурических, и решение, на основе её применения, ряда фундаментальных и прикладных геологических задач.

Задачи исследований

1. Обобщение современных методик МТ и МВ зондирований в диапазоне периодов от миллионных долей секунды (частоты до сотен кГц) до миллионов секунд (несколько месяцев), а также современных методик ЭМ зондирований с управляемыми источниками в частотной и временной области с гальваническим и индукционным возбуждением поля.

2. Развитие методики анализа и интерпретации МТ данных, позволяющей выявлять основные аномалии, оценивать размерность среды и простирание структур, выполнять инверсию для разных размерностей и параметризаций модели, выбрав оптимальный метод инверсии на основе анализа данных и априорной геолого-геофизической информации.

3. Анализ и интерпретация МТ данных, полученных в платформенных условиях, зонах коллизии и субдукции, и построение геоэлектрических моделей земной коры и верхней мантии, с учётом оценки возможностей интерпретации на синтетических данных, рассчитанных для моделей (а) зоны субдукции, (б) коровых аномалий, перекрытых осадочной впадиной, (в) анизотропных коровых и мантийных аномалий.

4. Анализ и интерпретация ЭМ данных, полученных при поиске и разведке нефтегазовых, рудных и геотермальных месторождений, при решении инженерно-гидрогеологических задач, с учётом результатов 3D моделирования типичных объектов этих исследований, а в некоторых случаях также инверсии модельных данных.

Научная новизна работы

В работе представлен ряд оригинальных научных результатов, связанных с развитием методики интерпретации МТ и других ЭМ данных и получением новых геологических результатов. Их список приведён в заключении, здесь же сформулируем основные направления, к которым они относятся.

1. Построены обобщённые (абстрактные) геоэлектрические модели ряда объектов исследования глубинной и разведочной геоэлектрики, выполнен анализ модельных данных для оценки чувствительности к элементам моделей.

2. Выполнена инверсия модельных данных, отвечающих некоторым обобщённым моделям, для оценки особенностей методов и программ 1D, 2D и 3D инверсии и выбора оптимальной методики интерпретации.

3. Построены глубинные геоэлектрические модели нескольких регионов с разным тектоническим режимом, оценена структура аномалий коровой электропроводности, сделаны предположения о природе коровых аномалий.

4. Оценены возможности современных методов анализа и интерпретации ЭМ данных при решении задач нефтегазовой, рудной, геотермальной и инженерной геофизики.

Практическая значимость работы

В работе сформулирована и показана на примерах современная методика ЭМ зондирований и интерпретации данных на разных частотах, применение которой повышает эффективность глубинных и разведочных исследований.

Применение ЭМ зондирований по этой методике в различных регионах позволило решить конкретные геологические задачи: глубинные, нефтегазовые, рудные, геотермальные и инженерные.

Работа будет полезна специалистам в области геофизики и студентам в качестве учебного пособия. Ряд её разделов входит в содержание спецкурсов, читаемых автором для магистрантов кафедры геофизики геологического факультета МГУ.

Разработанное автором и под его руководством программное обеспечение для 1D интерпретации ЭМ данных, анализа МТ данных, визуализации и переформатирования результатов 1D, 2D и 3D инверсии МТ данных, применяется более чем в десяти образовательных, научных и производственных организациях в России и за рубежом.

Защищаемые положения

1. Построены обобщённые геоэлектрические модели следующих геологических объектов: зона субдукции, коровые аномалии под осадочной впадиной, анизотропные коровые аномалии, платформенный осадочный чехол, залежь углеводородов на шельфе, рудные тела, геотермальные месторождения, ослабленные зоны в скальных породах. На основе применения методов анализа и инверсии к синтетическим данным, рассчитанным для этих моделей, оценены возможности методов ЭМ зондирования и выбраны оптимальные методики интерпретации.

2. Сформулирована общая методика анализа и интерпретации МТ данных, включающая следующие этапы: оценка и подавление приповерхностных искажений; оценка размерности и простираения структур; формирование набора инвертируемых компонент; составление априорной модели; автоматическая инверсия данных; интерактивная коррекция модели; оценка трёхмерных эффектов; оценка чувствительности к элементам модели; физико-геологическое истолкование.

3. Большинство протяжённых аномалий электропроводности в консолидированной земной коре маркирует древние или современные границы коровых блоков, эти зоны благоприятны для повышенного тепломассопереноса и участвуют в формировании геодинамической активности. Соотношение вклада электропроводящих минералов и вклада флюидов в электропроводность аномалий для тектонически стабильных регионов

выше, чем для активных. В последних также присутствуют аномалии, которые обусловлены плавлением горных пород и могут быть не связаны с тектоническими границами.

4. За счёт выбора оптимальных методик интерпретации МТ данных, решён ряд практических геологических задач, характеризующихся разными типами изучаемых объектов, масштабами и глубинами исследования: выделение нефтегазоперспективных структур, оконтуривание областей различных типов оруденения, разведка геотермальных зон, изыскания под строительство объектов, оценка ресурсов подземных вод.

Апробация и публикации

Результаты диссертационной работы докладывались автором самостоятельно или соавторами докладов на примерно 30 международных и 60 российских научных конференциях: “International Geological Congress”, Florence 2004, Oslo 2008, Brisbane 2012, Cape Town, 2016; “American Geophysical Union Fall Meeting”, San Francisco 2013; “General Assembly of the European Seismological Commission”, Moscow 2012; “IUGG General Assembly”, Sapporo 2003, Melbourne 2011, Prague 2015; “IAGA Scientific Assembly”, Toulouse 2005, Sopron 2009, Merida 2013; “Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth”, Santa Fe 2002, El Vendrell 2006, Beijing 2008, Giza 2010, Darwin 2012, Weimar 2014, Chiang Mai 2016; “Marine Electromagnetics Conference MARELEC”, Hamburg 2013; “Conference on Geophysics for Mineral Exploration and Mining”, Barcelona 2016; “China International Geo-electromagnetic Induction Workshop”, Changsha 2015; “Problems of Geocosmos”, St. Petersburg 2012, 2014; «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов», Бишкек 2008, 2012, 2014; «Новые идеи в науках о Земле», Москва 2003, 2005, 2015; «Геофизические чтения имени В.В. Федынского», Москва 2002, 2003, 2004, 2006, 2008; «Инженерная и рудная геофизика», Геленджик 2005, 2006, 2007, 2008, 2010; «Школа-семинар имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли», Москва 2003, 2007, 2009, Санкт-Петербург 2011, Новосибирск 2013, Иркутск 2015; «Ломоносовские чтения (секция геология, подсекция геофизика)», Москва 2000, 2002, 2003, 2004, 2007, 2008, 2009, 2011, 2013, 2014, 2015, 2016; и других.

По теме диссертации опубликовано 24 статьи во включенных в список ВАК и 5 в иностранных реферируемых журналах, около 150 статей и тезисов докладов в других изданиях, 2 патента и 2 свидетельства о регистрации программ.

Личный вклад

С участием автора были выполнены следующие работы (в порядке следования в тексте):

- Моделирование зоны субдукции (раздел 1.1.6);
- Моделирование нефтегазоносного шельфа (1.2.5);
- 2D инверсия синтетических данных над впадиной (2.6.5);
- Оценка влияния анизотропии глубинных проводящих зон (2.6.6);
- 3D инверсия данных, рассчитанных на одиночном профиле (2.7.3);
- Построение модели Барятинской коровой аномалии (3.2);
- Построение модели Ладожской коровой аномалии (3.3);
- Построение модели Транс-Европейской шовной зоны (3.4 и 3.5);
- Построение модели Киргизского Тянь-Шаня (3.6);
- Построение модели Гарвальских Гималаев (3.7);
- Построение модели Каскадной зоны субдукции (3.8);
- Моделирование осадочного чехла, рудных тел и геотермальных зон (4.1, 4.2 и 4.3);
- Выявление нефтеперспективных структур на региональном и детальном профилях (4.1);
- Оконтуривание областей оруденения низкого и высокого сопротивления (4.2);
- Построение геоэлектрических моделей геотермальных зон (4.3);
- Оценка перспектив геоэлектрических исследований петротермальных ресурсов (4.4);
- Поиск разрушенных и обводнённых зон в скальных массивах (4.5).

Структура и объём диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, четырёх глав, заключения и списка литературы. Общий объём работы 167 машинописных страниц, она содержит 86 рисунков и 5 таблиц. Список литературы включает 268 наименований, в том числе 115 иностранных.

Благодарности

Большинство результатов, приведенных в работе, получено в соавторстве с коллегами, которым автор искренне признателен.

Руководили работами, в рамках которых в том числе был получен ряд представленных материалов, М.Н. Бердичевский, В.П. Бубнов, Л.Л. Ваньян, Ив.М. Варенцов, В.И. Дмитриев, М.С. Жданов, А.А. Парамонов, Б.П. Петрухин, А.К. Рыбин, В.Ю. Семёнов, Е.Ю. Соколова, В.В. Спичак, В.К. Хмелевской, М.Д. Хуторской, А.Г. Яковлев, Е. Янковский.

Автору посчастливилось работать со многими замечательными коллегами, наиболее активным было сотрудничество с Е.Д. Александровой, Д.А. Алексеевым, Н.С. Голубцовой, А.В. Кошурниковым, В.А. Куликовым, Н.Л. Шустовым.

Некоторые из представленных результатов получили под руководством автора студенты и аспиранты Д. Бойченко, М. Верещагина, Е. Гладышева, Т. Егорова, Е. Иванова, П. Иванов, А. Матвеев, Е. Мойланен, Д. Силёва, К. Слепых, Е. Татарова, О. Тихомиров, Ф. Щербина, Я. Таран.

Отдельно автор хотел бы отметить, что своими достижениями в геофизике обязан учебе у основателей научной школы МГУ по электромагнитным зондированиям Земли М.Н. Бердичевского, Л.Л. Ваньяна и В.И. Дмитриева.

Хотелось бы выразить признательность А.Г. Яковлеву, под чьим руководством автор получил ценный практический опыт, А.А. Булычеву, без чьего благожелательного отношения и мягкого давления данная работа вряд ли была бы написана, и всему коллективу кафедры геофизики геологического факультета МГУ за дружескую рабочую атмосферу.

Особую благодарность автор хотел бы выразить за постоянное внимание и помощь В.К. Хмелевскому, предложившему саму идею единого подхода к зондированию во всём используемом частотном диапазоне.

1. Современное состояние методов электромагнитного зондирования земной коры

1.1. Электромагнитные методы с естественными источниками

1.1.1. Магнитотеллурическое зондирование с использованием тензора импеданса

Метод магнитотеллурического зондирования (МТЗ) основан на использовании естественного переменного электромагнитного (ЭМ) поля. На частотах ниже 1 Гц основным возбудителем поля является нестационарная токовая система в магнитосфере и ионосфере Земли, формирующаяся под воздействием порывов «солнечного ветра» (потока заряженных частиц) [Яновский, 1964]. Эти внешние, по отношению к Земле, токи по закону Био-Савара-Лапласа создают переменное магнитное поле, которое в свою очередь, по закону ЭМ индукции Фарадея, возбуждает внутренние (земные, теллурические) токи, зависящие как от интенсивности и структуры внешнего возбудителя, так и от распределения электропроводности в Земле. На частотах выше 1 Гц МТ поле в первую очередь обусловлено удалённой грозовой активностью, в основном локализованной в тропических широтах [García & Jones, 2002]. Возникающие при этом ЭМ поля (атмосферика) распространяются практически вдоль всей поверхности Земли.



Рис. 1.1. Визуальные проявления возбудителей естественного ЭМ поля.

Слева – полярное сияние, справа - тропическая гроза.

На частотах свыше 10 кГц появляется ещё один мощный специфический источник ЭМ поля – передатчики радиостанций [Тархов, 1961]. Строго говоря, он является

искусственным (техногенным), а его интенсивность и диапазон частот максимальны в индустриально развитых регионах.

Исследования геомагнитных вариаций и теллурических токов велись ещё в XIX веке, первая оценка электропроводности земли по данным геомагнитных обсерваторий была сделана британскими учёными А. Шустером и Г. Лэмбом [Schuster & Lamb, 1889]. Однако, метод МТЗ возник в середине XX века, позже, чем методы электроразведки с управляемым источником постоянного тока. Особенность МТ поля заключается в том, что структура и интенсивность его возбудителя меняются во времени и, главное, в общем случае неизвестны. Советский учёный А.Н. Тихонов предложил использовать отношение ортогональных горизонтальных компонент электрического и магнитного полей, которое в слоистой среде не зависит от параметров возбудителя плосковолнового поля [Тихонов, 1950]. Независимо эту идею рассматривал японский геофизик Т. Рикитаки [Rikitake, 1948], однако позднее он присоединился к противникам плосковолновой модели МТ поля [Рикитаки, 1968]. Следующий шаг сделал французский исследователь Л. Каньяр, по аналогии с методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) построивший кривые кажущегося сопротивления, а также фазовые кривые МТЗ [Cagniard, 1953]. В отличие от метода ВЭЗ, глубинность исследований при этом определяется не разномом между источником и приёмником, а периодом колебаний поля (скин-эффект). Кроме того, за счёт индукционного возбуждения высокоомные слои (экраны) не оказывают существенного влияния на МТ поле.

Эти пионерские работы положили начало развитию магнитотеллурики. Необходимо было решить целый ряд теоретических и технических вопросов, связанных с измерениями МТ поля, обработкой записей, анализом и интерпретацией получаемых параметров.

На рис. 1.2 приведена схема установки аппаратуры в точке МТЗ, на примере наиболее широко применяемой в мире при разведочных работах аппаратуры MTU-5 компании Phoenix Geophysics (Канада) [Fox, 2001]. В центре располагается многоканальный измеритель, к которому подключается аккумулятор (внешнее питание) и антенна спутниковой системы навигации (для определения времени и координат). Также к измерителю подсоединяются датчики электрического поля – заземлённые неполяризующимися электродами линии длиной 50 – 100 м, и индукционные датчики магнитного поля, многовитковые катушки на ферромагнитных сердечниках (для измерения вариаций с периодами свыше первых тысяч секунд также используют магнитометры). Как правило, датчики ориентируются на географические или магнитные север и восток.

В результате измерений, длительность которых составляет порядка 12 часов, получаются записи компонент поля (рис. 1.3) – горизонтальных электрических (E_x , E_y) и магнитных (H_x , H_y , H_z). Вертикальная компонента H_z в классической схеме МТЗ не

используется. Для того чтобы получить результат в широком диапазоне частот, обычно запись осуществляется с использованием нескольких частот оцифровки, при этом на высоких частотах регистрация ведётся в течение отдельных интервалов времени, а на самой низкой – в течение всего времени наблюдений.

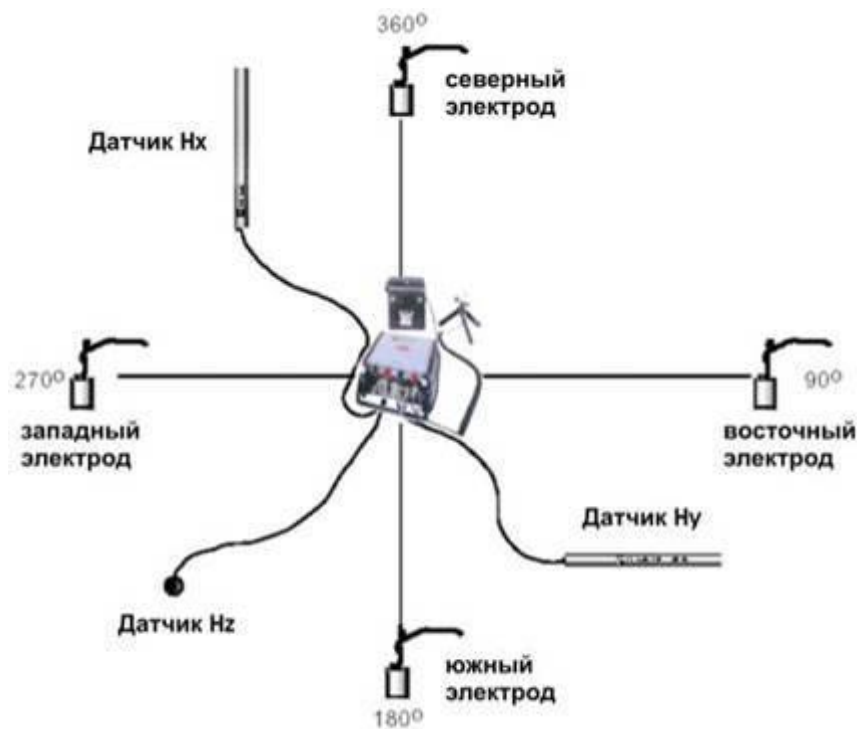


Рис. 1.2. Схема установки аппаратуры в точке МТЗ.

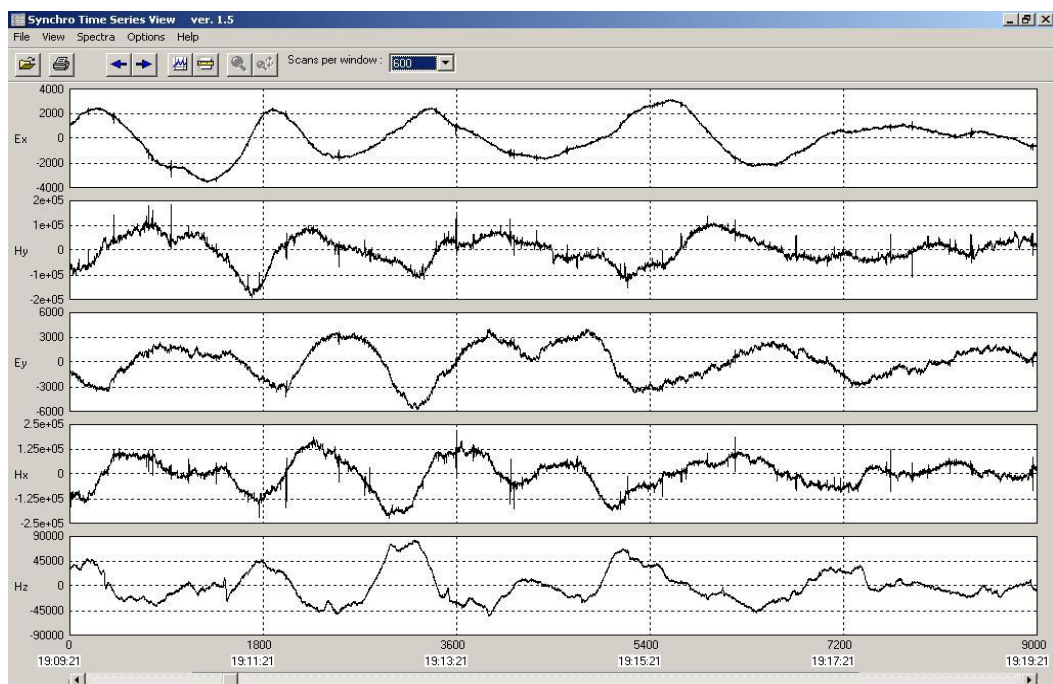


Рис. 1.3. Фрагмент записи компонент МТ поля
(окно программы Synchro TS View компании Phoenix Geophysics, Канада).

При обработке данных применяются методы спектрального анализа и математической статистики [Безрук и др., 1964; Семенов, 1985]. При этом на входе мы имеем временные ряды и частотные характеристики аппаратуры, на выходе, в рамках классической схемы МТЗ, определяется частотно-зависимый тензор импеданса $[Z]$ из четырёх компонент, связывающих комплексные амплитуды горизонтальных компонент поля [Бердичевский, 1960; Cantwell, 1960]:

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx} \cdot H_x + Z_{xy} \cdot H_y \\ E_y &= Z_{yx} \cdot H_x + Z_{yy} \cdot H_y \end{aligned} \quad (1.1)$$

Положим ось x направленной на север, y на восток и z – вниз, зависимость поля от времени будем описывать множителем с отрицательным показателем экспоненты ($e^{-i\omega t}$). Важную роль на этапе обработки МТ данных играет подавление помех, в первую очередь индустриальной природы. В ряде случаев существенно подавить их позволяет синхронная обработка записей, выполненных двумя удалёнными МТ станциями [Gamble at al., 1979]. При этом интервалам активности локальных источников помех отвечают фрагменты записей с низкой корреляцией между двумя точками, и эти фрагменты убираются из рассмотрения.

Следующим этапом является анализ МТ данных, на нём вычисляются инвариантные (независящие от ориентации осей координат) параметры неоднородности и асимметрии среды, строятся полярные диаграммы модулей и фаз компонент тензора импеданса, анализируются кривые, графики, частотные разрезы и карты различных параметров [Бердичевский и др., 1997]. При этом оценивается уровень приповерхностных статических искажений, локализуются основные аномалии, оценивается размерность среды, определяются азимуты простирания вытянутых структур. В результате анализа МТ данных выбираются методы решения обратной задачи (1D, 2D, 3D) и формируется соответствующий ансамбль данных (возможны коррекция статических смещений, поворот тензора импеданса к направлениям вдоль и поперёк структур и т.д.).

Далее выполняется инверсия МТ данных (решение обратной задачи) [Berdichevsky & Dmitriev, 2002]. Она может проводиться с использованием методов разной размерности. Например, квазислоистый осадочный чехол может быть восстановлен с помощью 1D инверсии, и далее включен в стартовую модель для 2D инверсии для построения разреза земной коры с вытянутыми структурами, который, в свою очередь, может служить основной для 3D инверсии с целью восстановления 3D-неоднородных мантийных структур. Классические подходы к инверсии: блочная (среда состоит из однородных слоёв и блоков, на границах которых сопротивление меняется скачком) и сглаживающая (из всех эквивалентных моделей выбирается наиболее гладко меняющаяся по горизонтали и

глубине), но есть и другие подходы. В силу некорректности обратной задачи, ключевую роль на этапе инверсии МТ данных играет учёт априорной геолого-геофизической информации.

На последнем этапе построенные геоэлектрические модели получают физико-геологическое объяснение. При глубинных исследованиях консолидированной земной коры выявляются проводящие зоны электропроводящей и ионопроводящей природы, глубинные проницаемые зоны и границы блоков, оцениваются параметры флюидного, термального и геодинамического режимов недр. При исследованиях осадочных бассейнов прослеживаются глубины залегания основания и горизонтов в осадочном чехле, выявляются нефтегазоперспективные структуры, оцениваются коллекторские свойства слоёв. В горно-складчатых областях выявляются перспективные на рудные и нерудные полезные ископаемые площади, изучается структура отдельных месторождений, оцениваются запасы. Также метод МТЗ применяется при разведке гидротермальных и петротермальных ресурсов и решении гидрогеологических и инженерно-геологических задач.

1.1.2. Зондирование с использованием дополнительных передаточных функций

Рассмотренная схема МТЗ, основанная на использовании тензора импеданса $[Z]$, имеет некоторые ограничения. Одной из основных проблем является то, что горизонтальные неоднородности среды, заряжаясь, воздействуют на электрическое поле в широком диапазоне периодов, вплоть до бесконечно большого периода (до постоянного тока). То есть приповерхностные неоднородности искажают информацию о глубинных структурах. Для решения этой проблемы предложен ряд методов нормализации кривых кажущегося сопротивления [Berdichevsky et al., 1989], разработаны методы разделения локальных и региональных эффектов (декомпозиции тензора импеданса): методы Бара [Bahr, 1988], Грума-Бэйли [Groom & Bailey, 1989], фазового тензора [Caldwell et al., 2004]. Это способствовало повышению качества интерпретации, но лишь до определённой степени.

Более надёжную интерпретацию обеспечивают передаточные функции, определяемые только по магнитному полю, которое с понижением частоты освобождается от влияния приповерхностных неоднородностей [Бердичевский и др., 2003].

Исследования с использованием магнитных передаточных функций, в зависимости от широты частотного диапазона, часто называют магнитовариационным профилированием или (локальным) магнитовариационным зондированием. По мнению автора, во избежание путаницы следует сохранить название «магнитовариационное зондирование» за глубинным методом, который будет рассмотрен ниже, и иногда применяемым разведочным методом зондирования с использованием только магнитных компонент, а использование

дополнительных (к тензору импеданса) передаточных функций не выводить терминологически из понятия магнитотеллурики.

К магнитным передаточным функциям относится матрица Визе-Паркинсона [Wiese, 1962; Parkinson, 1959] или матрица типпера [W] (англ. типпер – самосвал, переводит горизонтальное магнитное поле в вертикальное):

$$H_z = W_{zx} \cdot H_x + W_{zy} \cdot H_y \quad (1.2)$$

В 1D среде обе компоненты матрицы равны нулю: $[W] = [0 \ 0]$. В 2D среде отлична от нуля одна компонента, связанная с токами, текущими вдоль структур. Причём, как доказано В.И. Дмитриевым, её использование обеспечивает единственность решения обратной 2D задачи [Бердичевский и др., 2000]. Наиболее наглядным способом представления матрицы [W] являются индукционные стрелки: вещественные $\mathbf{ReW} = \mathbf{ReW}_{zx} \cdot \mathbf{1x} + \mathbf{ReW}_{zy} \cdot \mathbf{1y}$ и мнимые $\mathbf{ImW} = \mathbf{ImW}_{zx} \cdot \mathbf{1x} + \mathbf{ImW}_{zy} \cdot \mathbf{1y}$. Вещественные стрелки направлены от проводящих структур и являются удобным средством их локализации (указанный способ построения получил название концепции Визе, а в рамках распространенной за рубежом концепции Паркинсона стрелки строятся в противоположном направлении). На рис. 1.4 показаны индукционные стрелки, рассчитанные нами для предложенной И.И. Рокитянским 3D модели, включающей две ортогональные 2D проводящие структуры, положение которых легко читается на карте.

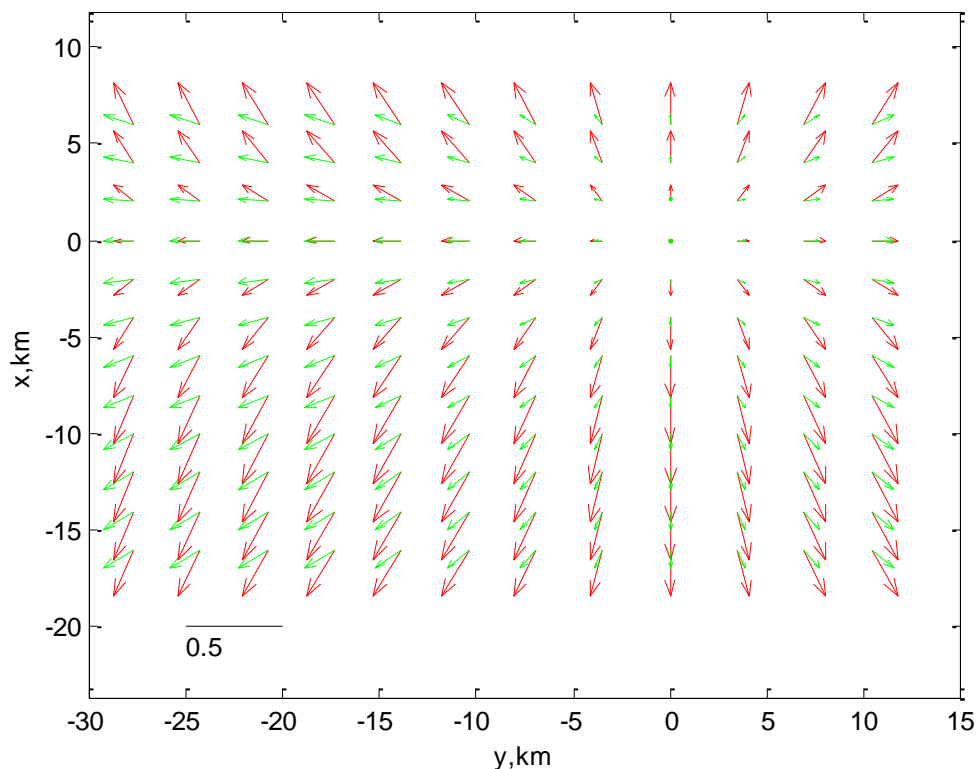


Рис. 1.4. Карта вещественных и мнимых (красный и зелёный цвет) индукционных стрелок на периоде 10 с для модели с двумя вытянутыми проводящими аномалиями по осям $x=0$ и $y=0$.

Другой передаточной функцией, определяемой только по магнитному полю, является (горизонтальный) магнитный тензор [M]. Он связывает горизонтальные поля в рядовой и базовой (B) точках наблюдения [Варенцов и др., 2003]:

$$\begin{aligned} H_x &= M_{xx} \cdot H_x^B + M_{xy} \cdot H_y^B \\ H_y &= M_{yx} \cdot H_x^B + M_{yy} \cdot H_y^B \end{aligned} \quad (1.3)$$

В 1D среде тензор [M] неинформативен: на главной диагонали стоят единицы, на побочной – нули. В 2D среде может использоваться компонента, связанная с токами, поляризованными вдоль структур, а в 3D среде все четыре компонента информативны. В отличие от типпера [W], магнитный тензор [M] может быть получен без измерения вертикальной компоненты поля, но требует синхронных измерений в двух точках. Форма аномалий в горизонтальном магнитном поле наиболее простая, например, над проводящей неоднородностью наблюдается максимум, но графики могут быть систематически искажены, если базовая точка находится над горизонтально-неоднородной зоной. Наконец, если типпер [W] максимальной чувствителен «вбок» (к аномалиям, расположенным в стороне от точки наблюдения), то магнитный тензор [M] – «вниз» (к структурам под точкой наблюдения).

Ещё одной двухточечной передаточной функцией является теллурический тензор [T]. Он связывает горизонтальные компоненты электрического поля в рядовой и базовой точках:

$$\begin{aligned} E_x &= T_{xx} \cdot E_x^B + T_{xy} \cdot E_y^B \\ E_y &= T_{yx} \cdot E_x^B + T_{yy} \cdot E_y^B \end{aligned} \quad (1.4)$$

Метод теллурических токов, основанный на использовании тензора [T] или, изначально, просто отношений одноименных компонент в двух точках, опробовался ещё в первой половине XX века К. и М. Шлюмберже [Schlumberger, 1939], а в начале второй половины века был первым из МТ методов внедрён в СССР М.Н. Бердичевским. С появлением возможности измерения вариаций магнитного поля в необходимом диапазоне частот метод был основательно забыт, но в настоящее время тензор [T], наряду с другими передаточными функциями, вновь используется на практике, позволяя наиболее детально картировать неоднородности верхней части разреза. Как и магнитный тензор [M], теллурический тензор [T] имеет одну информативную компоненту в 2D и четыре – в 3D среде. Для этих тензоров могут быть адаптированы развитые для тензора импеданса [Z] методы оценки размерности среды по инвариантам, построения и анализа полярных диаграмм, определения главных значений и направлений (в 2D среде отвечающих направлениям простирания и падения структур), разделения локальных и региональных эффектов.

1.1.3. Глубинное магнитовариационное зондирование

Рассмотренные выше линейные соотношения между компонентами МТ поля, позволяющие определить тензоры [Z], [W], [M] и [T], применяются в том случае, когда поле можно считать плосковолновым. При исследованиях мантии Земли используются периоды свыше 10 000 секунд, когда плосковолновое приближение оказывается неприменимо. В этом случае, из-за слабой интенсивности вариаций электрического поля, используются глубинные магнитовариационные зондирования (ГМВЗ) методами пространственных производных и отношения компонент.

В методе пространственных производных импеданс магнитовариационного (МВ) типа определяется по формуле [Бердичевский и др., 1969; Schmucker, 1973]:

$$Z_H = \frac{-i\omega \mu_0 H_Z}{\partial H_x / \partial x + \partial H_y / \partial y}, \quad (1.5)$$

где i – мнимая единица, ω – круговая частота, μ_0 – магнитная проницаемость вакуума, H_x , H_y и H_z – комплексные амплитуды компонент магнитного поля. Этот подход используется при анализе суточных вариаций Sq и их гармоник.

Более долгопериодные вариации Dst связаны с магнитными бурями. Их возбудителем можно считать кольцевой ток, текущий на расстоянии 3-7 радиусов Земли в плоскости экватора и создающий в центре кольца однородное поле. На этой основе можно применять метод отношения компонент, основанный на более простой формуле [Сочельников, 1979]:

$$Z_H = i\omega \mu_0 R \cdot \frac{\operatorname{tg}\theta H_p}{2 H_\theta}, \quad (1.6)$$

где R – радиус Земли, θ – ко-широта (отсчитываемая от полюса), H_p и H_θ – комплексные амплитуды вертикальной и меридиональной компонент поля.

ГМВЗ выполняются по сети геомагнитных обсерваторий, при этом обратная задача решается в рамках сферически-симметричной Земли [Рокитянский, 1971]. В последнее время также используются данные спутниковой съёмки магнитного поля, а обратная задача решается в 3D постановке [Puthe & Kuvshinov, 2014].

Отметим, что в диапазоне периодов порядка тысяч секунд кривые МТЗ и ГМВЗ могут перекрываться, что открывает возможность нормализации (смещения) кривой МТЗ до уровня кривой ГМВЗ [Semenov, 1998]. На рис. 1.5 наложены друг на друга кривые МТЗ, полученные нами по данным Геофизической обсерватории МГУ в д. Александровка Калужской области [Мойланен и др. 2013], и кривые ГМВЗ, построенные В.Ю. Семеновым по данным обсерватории «Москва» ИЗМИРАН, г. Троицк. Также на рисунке показаны модельные кривые, полученные в результате 1D инверсии всей совокупности данных, с

приоритетом фазовой составляющей. Амплитудная кривая МТЗ по форме совпадает с модельной кривой, но её уровень искажён влиянием приповерхностной неоднородности и может быть скорректирован к уровню модельной кривой.

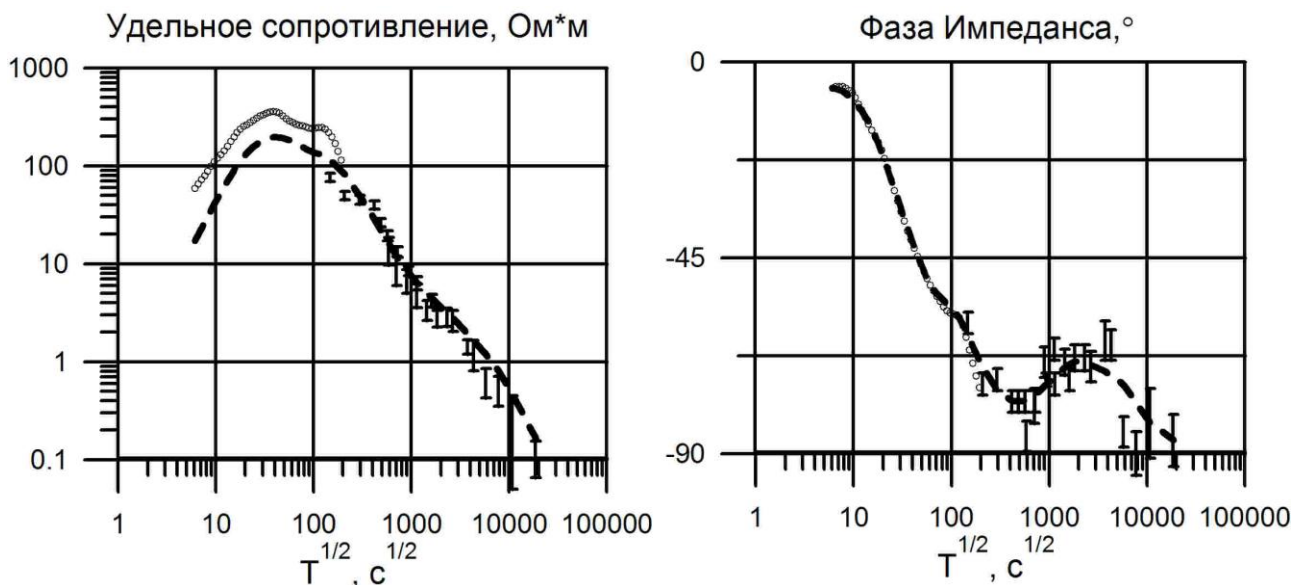


Рис. 1.5. Амплитудные и фазовые кривые МТЗ (белые кружки) и ГМВЗ (вертикальные бары).
Пунктир – модельные кривые по итогам 1D инверсии данных [Мойланен и др., 2013].

1.1.4. Малоглубинные магнитотеллурические зондирования

Теперь рассмотрим особенности МТ исследований на высоких частотах. Диапазон от 20 Гц до 20 кГц называется диапазоном аудио (слышимых) частот. Примерно в этом диапазоне работает технология АМТЗ [Strangway et al., 1973] (однако производители аппаратуры обычно расширяют диапазон примерно на 2 декады в область низких частот). Принципиальных отличий от рассмотренной выше технологии МТЗ (в том числе с использованием дополнительных передаточных функций) она не имеет, за исключением более короткого времени регистрации на точке наблюдения (20-30 минут вместо 12 часов) и более компактных индукционных датчиков.

В диапазоне от 10 кГц до 1 МГц применяется основанная на измерении полей радиостанций технология радио-МТ зондирования (РМТЗ) [Tezkan & Saraev, 2008]. Отличительной особенностью технологии является возможность бесконтактных измерений электрического поля. Это обуславливает возможность работы в условиях отсутствия заземлений и высокую производительность работ, что позволяет методу РМТЗ успешно конкурировать с другими методами малоглубинной электроразведки. Недостатком

технологии является необходимость наличия сигналов от большого числа радиостанций, но при их отсутствии возможно использование специального управляемого источника.

На частотах примерно от 100 кГц до 100 МГц может использоваться метод радиоволнового интерференционного зондирования (РВИЗ) [Петровский, 1925; Хмелевской и др., 2010]. В указанном диапазоне частот плотность токов смещения постепенно достигает плотности токов проводимости и начинает её превышать. Помимо удельного электрического сопротивления, на результатах зондирования сказывается диэлектрическая проницаемость среды. На рис. 1.6 приведены кривые МТЗ, рассчитанные нами для двухслойной модели и представленные в принятом для кинематической интерпретации виде (по горизонтали отложена частота в арифметическом масштабе). Кривые принимают нехарактерный для МТЗ осциллирующий вид, но для их интерпретации возможно применение как упрощённых кинематических способов, так и классического подхода к решению обратной задачи.

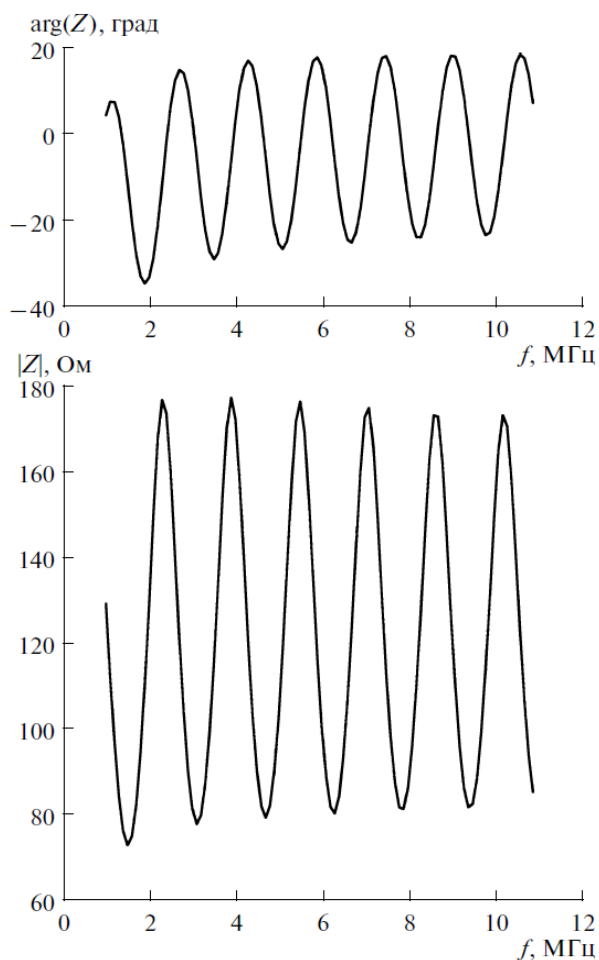


Рис. 1.6. Зависимость фазы и модуля импеданса от частоты для двухслойной модели с параметрами: $\rho_1 = 2400 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\rho_2 = 30 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, $\varepsilon_1 = 10$, $\varepsilon_2 = 20$, $h_1 = 30 \text{ м}$ [Хмелевской и др., 2010].

1.1.5. Донное магнитотеллурическое зондирование

МТ наблюдения проводятся не только на суше, но и в океанах и морях [Ваньян и Шиловский, 1983] для изучения литосферы и астеносферы, срединно-океанических хребтов и зон субдукции, а также для поиска и разведки месторождений углеводородов на шельфе.

Специфика наблюдений связана с применением автономных донных станций с короткими (порядка 10 м) приёмными электрическими линиями [Constable et al., 1998]. Станция опускается в воду с палубы судна, погружается на дно под действием якоря (груза), выполняет регистрацию, отсоединяет груз и всплывает на поверхность, где её подбирают для считывания данных и перестановки на следующую точку (рис. 1.7).

В спектре регистрируемых сигналов ослаблены высокие частоты за счёт затухания в проводящей водной толще. Несмотря на низкий уровень сигналов, качество данных, как правило, лучше, чем при наземных исследованиях, из-за отсутствия промышленных помех.

В океанах существенно меняется характер аномалий МТ поля. Так, если на суше под влиянием геоэлектрических неоднородностей наиболее изменчивы в пространстве компоненты E_x , E_y и H_z , то в океане наиболее быстро меняются H_x , H_y и E_z [Бердичевский и др., 1989]. Для океанов также характерны батиметрические неоднородности, порождающие мощные 2D или 3D аномалии (береговой и островной эффекты).

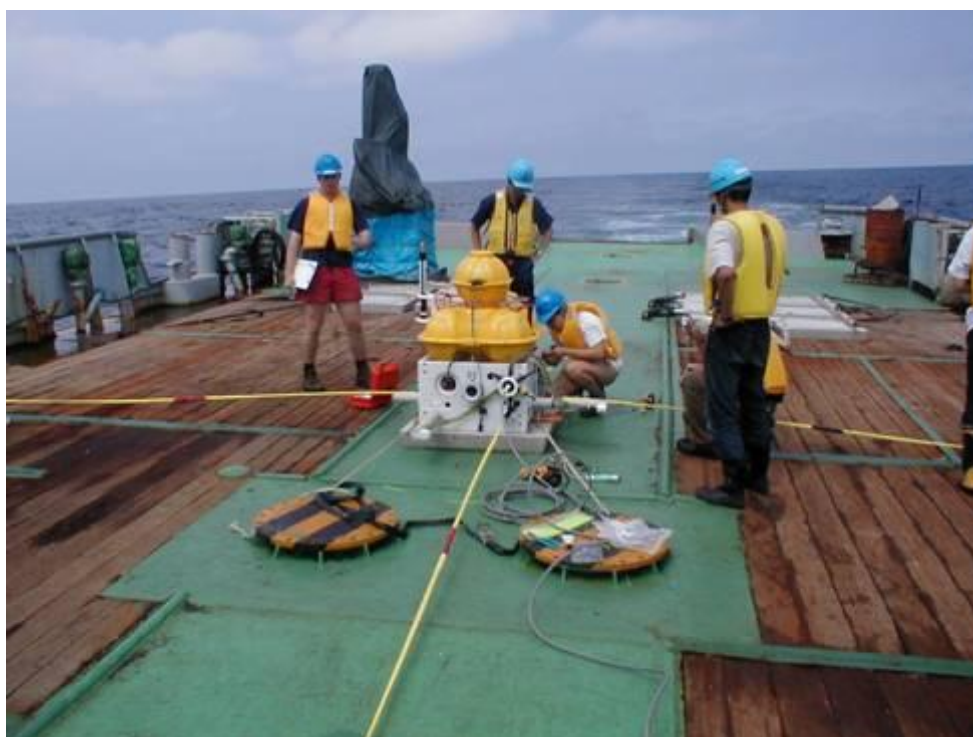


Рис. 1.7. Подготовка донной МТ станции к спуску в море. Фото из рейса Института океанографии Скриппса (Scripps Institute of Oceanography), США.

Особое место занимают исследования в мелководной (глубины до 10 м) транзитной зоне. Существенной проблемой здесь являются специфические помехи, связанные с волнами, и имеющие как магнитогидродинамическую, так и электрокинетическую природу [Егоров и Пальшин, 2015]. Они не позволяют использовать короткие электрические приемные линии донных станций, лучший результат обеспечивают линии длиной порядка 100 м, как при наземных исследованиях. Вообще для изучения транзитных зон могут быть адаптированы как донные, так и наземные МТ станции.

Из-за льда в Северном Ледовитом океане исследования с донными станциями затруднены. Однако открывается возможность для проведения глубинных зондирований с помощью дрейфующих станций [Трофимов и Фонарев, 1974].

1.1.6. Практический пример: моделирование зоны субдукции

Метод МТЗ обладает уникальными возможностями по изучению глубинного строения зон субдукции. Этот процесс сопровождается переносом флюида и расплава, которые создают яркие проводящие аномалии.

Особенностью зон субдукции является резкое (на два-три порядка) уменьшение суммарной продольной проводимости первого слоя $S_1 = d_1 / \rho_1$ (d_1 и ρ_1 – мощность и удельное электрическое сопротивление первого слоя) при переходе от океана к континенту. Возникающая при этом аномалия МТ поля получила название «береговой эффект» [Барашков и Яковлев, 1989]. Как будет показано ниже, в 2D среде МТ поле формально распадается на две части, связанные с составляющими электрического тока вкрест и вдоль структур («поперечным током» и «продольным током»). По мере перехода от проводящего океана к высокоомному континенту, поперечный ток частично просачивается из верхнего проводника в нижний задолго до берега, но часть его затекает в континентальный осадочный чехол и просачивается вниз на континенте. Возникает мощная аномалия, интенсивность и ширина которой зависят от S_1 и от поперечного сопротивления второго слоя $T_2 = d_2 \cdot \rho_2$.

Нами было выполнено 2D моделирование зоны субдукции с целью оценки чувствительности МТ данных к её параметрам [Ваньян и др., 2002]. На рис. 1.8 приведена геоэлектрическая модель, содержащая следующие элементы: А – океан, В – континентальный чехол, С – литосфера, D_1 и D_2 – верхняя часть субдуцирующей океанической плиты, E_1 и E_2 – континентальный коровый проводящий слой, F_1 , F_2 , F_3 и F_4 – океаническая и континентальная астеносфера, G_1 , G_2 , G_3 , G_4 и Н – верхняя мантия. Меняя сопротивления блоков D_1 , D_2 , E_1 , E_2 , F_2 , F_3 , F_4 , G_2 , G_3 и G_4 , мы получили модельный ряд, позволяющих оценить аномалии от субдуцирующего проводника, корового проводника и

континентальной астеносферы. Таким образом, в базисную модель без проводящих зон последовательно добавлялись: 1) коровый проводящий слой, как бесконечно протяжённый, так и шириной 300 км, 2) субдуцирующий проводящий слой, как несоединённый, так и соединённый с коровым проводящим слоем, 3) проводящая астеносфера, как бесконечно протяжённая, так и шириной 300 км, как несоединённая, так и соединённая с континентальной астеносферой.

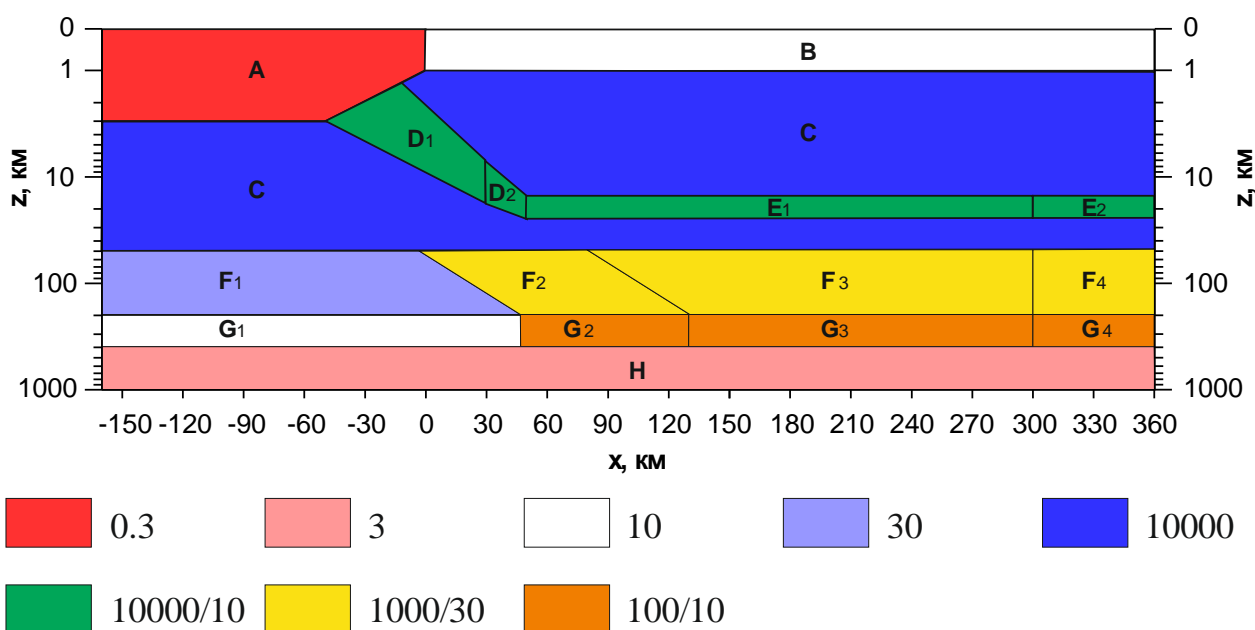


Рис. 1.8. Геоэлектрическая модель зоны субдукции. В легенде – удельные электрические сопротивления в Ом·м [Ваньян и др., 2002].

По результатам расчётов были оценены чувствительности продольной (TE) и поперечной (TM) поляризации к элементам модельного ряда и сделаны следующие выводы [Ваньян и др., 2002]. Коровый проводящий слой лучше проявляется в TE-моду, но TM-мода более чувствительна к его протяжённости. Если проводящая поверхность субдуцирующей плиты не соединена с коровым проводником, она хорошо проявляется только в TE моде, но TM мода чувствительна к соединению этих элементов. Для влияния континентальной астеносферы характерны примерно те же закономерности, что и для корового слоя, только чувствительность обеих поляризаций к ней ниже. Таким образом, при интерпретации МТ данных в зоне субдукции необходим учёт обеих поляризаций поля, который позволяет выделить все упомянутые структуры, определить их протяжённость и взаимосвязь.

1.2. Электромагнитные методы с искусственными источниками

1.2.1. Частотное зондирование

В методах ЭМ зондирования с управляемым источником применяются электроразведочные генераторы. Они используют энергию, выделяемую двигателями или запасённую в аккумуляторах, и в результате в источнике поля создаётся электрический ток с определённой амплитудой и формой сигнала. Существует два основных типа источников поля: заземлённая линия АВ (гальванический) и незаземлённая петля или рамка Q (индукционный). Зондирования могут проводиться в частотной и во временной области, при этом получаются, соответственно, частотная и переходная характеристика земной коры. Вначале рассмотрим частотный подход.

В методе частотного зондирования (ЧЗ), как и в МТЗ, изучается зависимость поля от частоты или периода колебаний. Генератор поочередно создаёт гармонический (или более сложный, содержащий несколько гармоник) сигнал на ряде частот, обычно меняющихся с геометрическим шагом. Анализируются либо отдельные компоненты, как в методе ВЭЗ, либо отношения компонент, как в методе МТЗ (последний подход в основном развивался за рубежом и получил название CSAMT – АМТЗ с управляемым источником).

Метод ЧЗ был предложен А.П. Краевым в середине XX века [Краев, 1941]. Большой вклад в развитие теории метода внёс А.Н. Тихонов [Тихонов и Шахсуваров, 1956], а в практическом внедрении метода важную роль сыграл Л.Л. Ваньян [Ваньян, 1965]. Метод существенно расширил возможности электроразведки при глубинных исследованиях, которые ранее проводились на постоянном токе.

Теоретически доказано, что структура ЭМ поля зависит от величины параметра $|kr|$, где k – волновое число, r – расстояние от источника до приёмника, при этом, в квазистационарном приближении:

$$k = \sqrt{i\omega \mu_0 \sigma}, \quad (1.6)$$

где i – мнимая единица, ω – круговая частота, μ_0 – магнитная проницаемость вакуума, σ – электропроводность однородной среды (для неоднородной – некоторое среднее значение электропроводности).

При $|kr| \gg 1$ формируется поле дальней зоны источника. Оно распространяется от источника до приемника по непроводящему воздуху (часть, распространяющаяся по проводящей земле, в дальней зоне полностью затухает). Поле имеет структуру, похожую на структуру МТ поля, за тем исключением, что ЭМ «волна» является не плоской, а плоско-

неоднородной, т.е. фазовый фронт плоский, а амплитуда затухает при удалении от источника. Таким образом, зондирование осуществляется в соответствии с тем же принципом (скин-эффекта) – чем ниже частота, тем глубже проникает поле (рис. 1.9).

По мере понижения частоты начинает выполняться условие $|kr| \ll 1$, отвечающее ближней зоне источника. Здесь преобладает часть поля, распространяющаяся по проводящей земле. При этом в первом приближении, в зависимости от установки зондирования, ЭМ поле совпадает с полем постоянного тока, а для ряда компонент и вовсе не зависит от электропроводности земли и определяется только параметрами установки. Таким образом, метод ЧЗ в классической постановке имеет ограничение по глубинности.



Рис. 1.9. Схема распространения ЭМ поля: оранжевые стрелки – передача по воздуху в дальнюю зону и скин-эффект в земле, малиновая – передача по земле в ближнюю зону.

Впрочем, если в ближней зоне скомпенсировать или вычесть первичное поле источника, можно выделить небольшую вторичную составляющую поля, которая зависит от электропроводности. К сожалению, в ближней зоне не работает принцип частотного зондирования, вторичное поле в основном связано с верхней частью разреза, и формальное понижение частоты и рост толщины скин-слоя до больших значений не увеличивают глубинность исследований. Однако для случая магнитного питающего диполя созданы технологии дистанционного зондирования и профилирования в ближней зоне гармонического источника [Титлинов, 1979; McNeill, 1980].

Возвращаясь к классическому варианту метода ЧЗ, отметим, что помимо амплитудных, часто получают и фазовые частотные характеристики. Правда, для измерения фазы компоненты поля необходима синхронизация генератора и измерителя. Впрочем, есть способы обойти это условие. Можно применять сигнал в форме меандра и, анализируя составляющие его гармоники, оценивать относительный фазовый параметр [Куликов, 1981]. При использовании отношений компонент E_x/H_y или H_z/H_y можно также оценивать сдвиг фаз между ними.

В методе ЧЗ используются либо многоканальные автономные станции, как в методе МТЗ, либо, при регистрации отдельных компонент поля, одноканальные портативные измерители. Датчиками электрического поля являются заземлённые линии MN, датчиками магнитного поля могут быть петли, рамки и катушки на ферромагнитном сердечнике (индукционные датчики).

При глубинных исследованиях распространена схема проведения работ в поле закреплённого источника, когда от одного его положения отрабатывается множество точек наблюдения в окружающей его части профиля или площади, а затем источник переносится на новое место [Куликов и др., 1999]. В малоглубинной геофизике распространена также схема наблюдений, при которой источник и приёмник синхронно перемещаются по профилю или площади, с неизменным разносом между ними [Зыков и др., 2008].

Обработка данных ЧЗ включает все или некоторые из следующих этапов [Pankratov & Geraskin, 2010]: подавление низкочастотного тренда, промышленной помехи и спорадических всплесков; расчет комплексных амплитуд компонент поля путём разложения сигнала на отрезке длиной T в ряд Фурье; робастное осреднение результатов по всем отрезкам длиной T ; ввод поправки за частотную характеристику каналов измерителя и датчиков; расчет кажущихся сопротивлений и фазовых характеристик.

Интерпретация данных ЧЗ по-прежнему часто проводится в рамках 1D приближения. При этом наиболее острой является проблема выбора «точки записи» - гипотетического места, к которому стоит относить результаты интерпретации (из-за необходимости проводить измерения на удалении от источника разрез под источником, центром установки и точкой наблюдения может существенно различаться). Отчасти эта проблема решается при использовании импедансных измерений (отношения компонент), в этом случае результат интерпретации больше всего соответствует разрезу под точкой наблюдения [Обухов, 1970].

В последнее время в морской и аэро-электроразведке начала применяться 3D инверсия ЭМ данных, полученных с искусственным источником гармонического поля. Появляются и примеры 3D инверсии наземных данных ЧЗ [Grayver et al., 2014]. В случае если для всех инвертируемых данных выполняется условие дальней зоны, можно использовать широко применяемые программы для 3D инверсии МТ данных, но делать это следует с осторожностью, поскольку при несоблюдении условия дальней зоны такая инверсия может привести к существенным ошибкам.

1.2.2. Зондирование становлением поля

Метод зондирования становлением поля (ЗС) основан на изучении импульсной или переходной характеристики среды, то есть спада сигнала в ответ на возбуждение земли дельта-импульсом (бесконечно большим и коротким, с единичной площадью) или ступенчатым переключением тока. Поскольку токовый дельта-импульс даже в первом приближении реализовать сложно, этот подход применяется редко. Тем не менее, нельзя не упомянуть использование в нескольких регионах СССР для глубинных исследований земной коры мощных МГД-генераторов, создававших импульсы тока силой до десятков тысяч Ампер [Геоэлектрические исследования ..., 1989]. В дальнейшем мы будем иметь ввиду ступенчатое переключение тока в источнике.

Метод ЗС был предложен и развивался в СССР, наряду с другими методами ЭМ зондирования, с середины XX века. Вначале применялась его модификация дальней зоны (ЗСД), по информативности аналогичная методу ЧЗ, но проще реализуемая аппаратурно (использовались существующие генераторы для методов постоянного тока). В теоретическое обоснование метода ЗСД и его практическое внедрение большой вклад внесли А.Н. Тихонов, С.М. Шейнманн, Л.Л. Ваньян [Тихонов, 1946; Шейнманн, 1947; Ваньян и Бобровников, 1963]. Первое время считалось, что в ближней зоне метод ЗС, как и метод ЧЗ, бесперспективен. Однако А.А. Кауфман, В.А. Сидоров и Г.Г. Обухов обратили внимание на то, что при ступенчатом выключении тока первичное поле исчезает и не мешает регистрировать вторичное поле сколь угодно близко от источника. Ими был разработан и внедрён метод ЗС в ближней зоне источника (ЗСБ) [Кауфман и Морозова, 1970; Сидоров, 1985; Обухов и Бутковская, 1974].

Понятие дальней и ближней зон источника во временной области определяется с помощью параметра становления поля τ :

$$\tau = 2\pi\sqrt{2t/(\mu_0\sigma)}, \quad (1.7)$$

где t – время становления поля (задержки), истекшее с момента включения/выключения тока. Условие дальней зоны $r/\tau \gg 1$, ближней зоны - $r/\tau \ll 1$. Особенностью ближней зоны является то, что в ней сигнал становления тем больше, чем ниже сопротивление (выше электропроводность) среды, в то время как в дальней зоне, а также в методах зондирования в поле постоянного тока сигнал пропорционален сопротивлению среды.

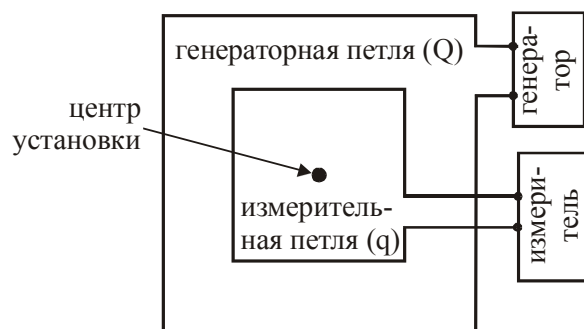


Рис. 1.10. Схема установки ЗСБ с соосными петлями.

При глубинных исследованиях применяют как гальваническое (линия АВ), так и индукционное возбуждение (петля Q), и измеряют как электрическое, так и магнитное поля. Широкое распространение, особенно при малоглубинных исследованиях, получила двухпетлевая установка Q-q с разнесёнными или соосными петлями (рис. 1.10), и даже установка с одной петлёй, используемой и для пропускания тока, и для регистрации становления поля.

При решении прямых задач метода ЗС используются два подхода: (1) вычисления в частотной области и переход во временную область через преобразование Фурье и (2) вычисления непосредственно во временной области [Петров, 2000; Могилатов, 1993]. Решение обратной задачи по-прежнему часто выполняется в рамках 1D модели. В то же время создано и успешно применено несколько программ и для 3D инверсии данных ЗС [Wang et al., 1994; Newman & Commer, 2005; Haber et al., 2007; Персова и др., 2013].

1.2.3. Использование поляризационных эффектов

Под поляризационными эффектами в ЭМ поле понимают разные явления. В электродинамике рассматривается поляризация диэлектрика (вещества, содержащего связанные электрические заряды) под воздействием внешнего электрического поля. При этом связанные электрические заряды смещаются в пределах молекул, а если поле является переменным, то их смещение происходит непрерывно, и в среде течёт поляризационный ток. Он суммируется с «чистым» током смещения, существующим в вакууме, и вместе они образуют полный ток смещения. Но на частотах много ниже 1 МГц (и временах становления много более 1 мкс), на которых работают рассматриваемые методы ЭМ зондирования, этот эффект очень мал, и током смещения пренебрегают [Альпин, 1966].

Далее под поляризационными эффектами мы будем понимать более низкочастотные явления, выходящие за рамки классической электродинамики с её однофазной сплошной средой, и обусловленные двухфазным строением вещества (твёрдый скелет и жидкий

заполнитель пор). На границах фаз происходят электрохимические и электрокинетические явления, приводящие к возникновению электрических полей (к электрической поляризации), как естественных (самопроизвольных), так и искусственных (вызванных воздействием внешнего поля). Нас будет в первую очередь интересовать вызванная поляризация под воздействием МТ или искусственного поля.

Поляризуемость является важным дополнительным свойством среды, зачастую резко повышающим возможности электроразведки решать рудные и другие геологические задачи. Её изучение выполняется как во временной, так и в частотной области. В первом случае анализируется спад сигнала после выключения тока в источнике [Комаров, 1980]. Во втором случае исследуется относительная разность амплитуд сигнала на двух частотах или относительный фазовый параметр (фазовые измерения обеспечивают более высокую точность), см. рис. 1.11 [Куликов, 1981]. Чем более детально исследуются временная или частотная зависимость поляризации, тем более уверенно можно оценить природу аномалии.

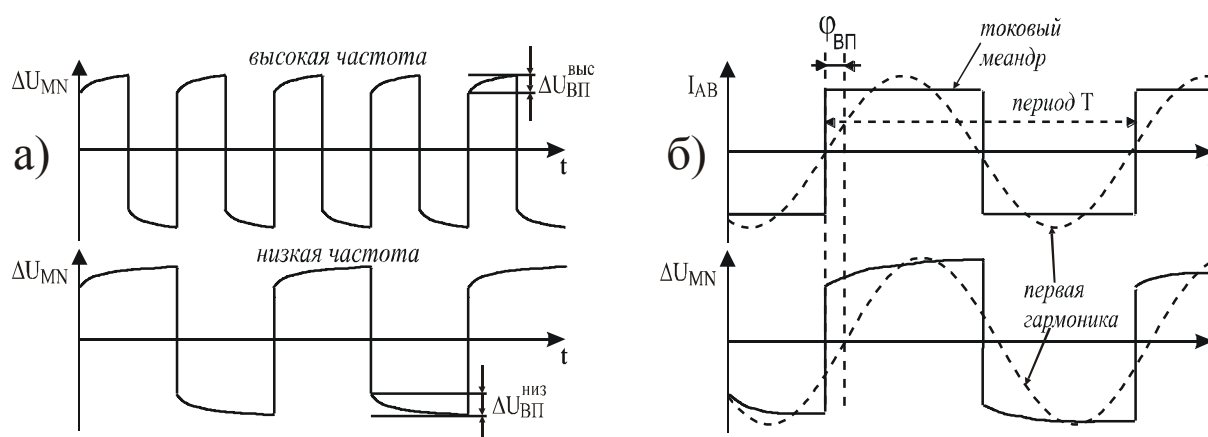


Рис. 1.11. Вызванная поляризация в частотной области: (а) обуславливает разную амплитуду сигналов на высокой и низкой частотах; (б) обуславливает сдвиг фаз основной гармоники сигнала по сравнению с сигналом в источнике.

Непростой проблемой является разделение индукционной и поляризационной составляющих. В частотной области подавление индукционной составляющей обеспечивает относительный фазовый параметр. Во временной области для её подавления возможно применение дифференциально-нормированного метода электроразведки (ДНМЭ) [Легайдо и Бубнов, 1997]. В этом методе поле возбуждается с помощью заземлённого диполя АВ, а измерения проводятся с помощью двух диполей, МО и ON (рис. 1.12). На больших временах после выключения тока разность сигналов в приёмных диполях связана с поляризационной составляющей, зависящей от расстояния от АВ, и не связана с индукционной, поскольку на поздней стадии становления (в ближней зоне) поле становится однородным.

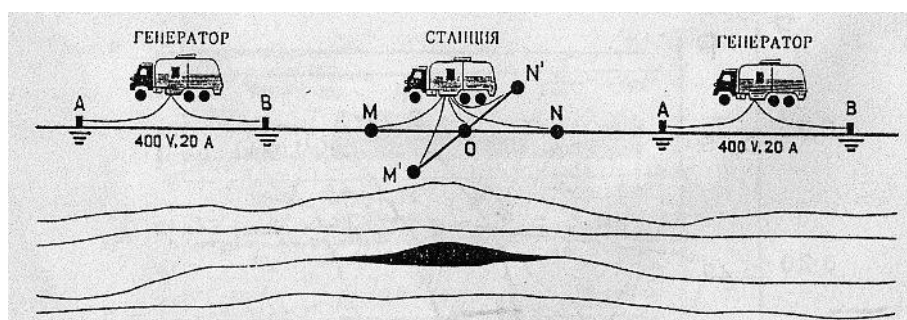


Рис. 1.12. Установка для наблюдений методом ДНМЭ [Рыхлинский и др., 1991].

Известно несколько эмпирических формул, описывающих зависимость поляризации от частоты или времени, широко применяется формула Коул-Коул [Cole & Cole, 1941]:

$$\sigma_j(\omega) = \sigma_j(\infty) \cdot \left(1 - \eta_j \frac{1}{1 + (-i\omega \tau_j)^{c_j}}\right), \quad (1.8)$$

где $\sigma_j(\omega)$ - электропроводность j -го слоя/блока на круговой частоте ω , $\sigma_j(\infty)$ - она же на бесконечно большой частоте, η_j , τ_j и c_j - поляризуемость, постоянная спада и постоянная релаксации j -го слоя/блока. Таким образом, каждый слой/блок характеризуется четырьмя электрическими параметрами, которые формально можно определить, решая обратную задачу. Однако, в связи с неустойчивостью обратной задачи с большим числом неизвестных параметров, часто оценивают поляризационные параметры лишь отдельных слоёв/блоков и/или фиксируют некоторые параметры (например, $c_j = 1/2$).

В большинстве методов ЭМ зондирования поляризация, как правило, несущественно изменяет кривые зондирования. Однако кривые ЗСБ могут кардинально меняться под воздействием поляризации, вплоть до образования резких экстремумов и смены знака сигнала [Агеев и Светов, 1999]. Эти явления наблюдаются в соосной двухпетлевой установке, они подавляются, если одну петлю переложить рядом с другой (создать установку с разнесёнными петлями).

Завершая краткий обзор поляризационных эффектов в ЭМ зондированиях, отметим, что они наблюдаются при разных способах возбуждения поля (гальваническом и индукционном), в различных компонентах поля (электрической и магнитной) и частотных/временных диапазонах. Таким образом, мы видим целый спектр явлений, многие из которых ещё требуют изучения.

1.2.4. Особенности морской электроразведки

Методы низкочастотной (квазистационарной) электроразведки с управляемыми источниками широко применяются при поиске и разведке месторождений углеводородов на шельфе и решении других задач. Их теория хорошо развита и позволяет решать 1D, 2D и 3D прямые и обратные задачи [Дмитриев, 2014].

При большой глубине моря (первые сотни метров - первые километры) применяется метод CSEM (ЭМ метод с управляемым источником) [Cox et al., 1986]. Л.Л. Ваньян назвал его методом донных ЧЗ и обратил внимание, что в отличие от наземных ЧЗ, в этом случае основную информацию о среде несёт не вертикальный, а горизонтальный скин-эффект [Ваньян, 1996]. Вначале метод CSEM применялся для изучения океанической коры и рифтов, а в последние годы активно применяется при нефтегазовых исследованиях.

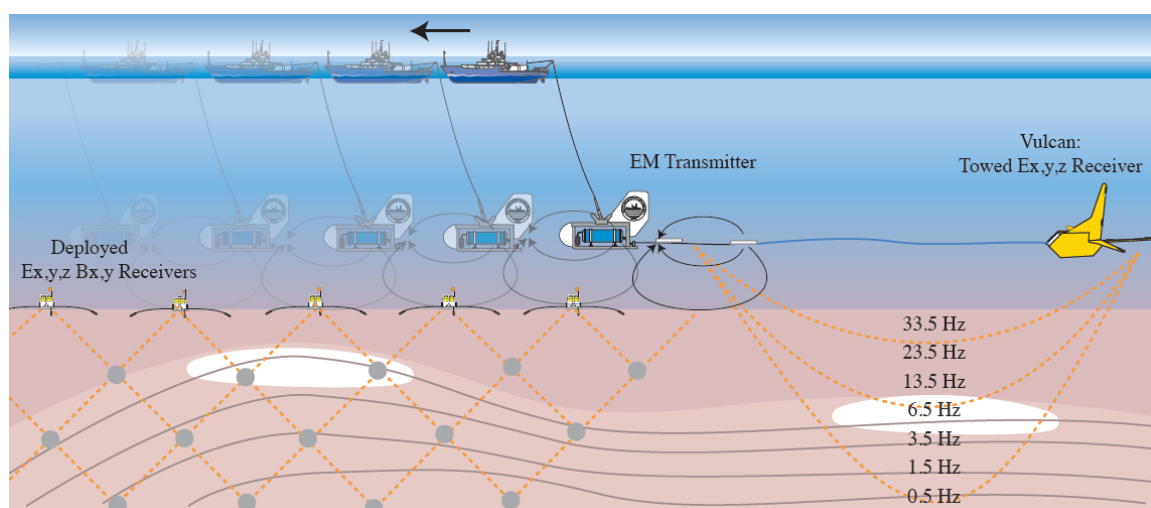


Рис. 1.13. Схема проведения работ методом CSEM: EM Transmitter – источник ЭМ поля; Deployed Ex,y,z Bx,y Receivers – донные измерители электрического и магнитного поля; Vulcan Towed Ex,y,z Receiver – буксируемый измеритель электрического поля «Вулкан» [Weitemeyer et al., 2013].

Современная схема работы метода представлена на рис. 1.13. Блок генератора и питающая линия АВ длиной порядка 100 м буксируются за судном вдоль дна, при этом генератор создаёт периодический сигнал, содержащий несколько гармоник в диапазоне частот примерно от 0.5 до 30 Гц. На дне расставлены автономные донные измерительные станции, применяемые также в методе донных МТЗ. Дополнительный измеритель может буксироваться на удалении за источником. Основную информацию обеспечивают донные измерители, каждый из которых, по сути, регистрирует две кривые дистанционного зондирования: при приближении источника и при его удалении. Интерпретация данных

основана на решении 2D обратной задачи [Weitemeyer et al., 2010], а при площадных исследованиях применяется и 3D инверсия [Gribenko & Zhdanov, 2007]. Вследствие небольшого числа приёмников и большого числа положений источника при вычислениях удобно использовать принцип взаимности, меняя источники и приёмники местами.

При глубине моря до первых сотен метров чаще используются буксируемые генераторно-измерительные косы [Петров, 2000; Ziolkowski, 2007]. Они состоят из питающей линии АВ и одной или нескольких приёмных линий MN. Линии могут быть поверхностные, заглубленные или донные. Измерения проводятся как в частотной области (гармонический режим), так и во временной (режим становления поля), причём в последнем случае обычно используются небольшие расстояния между источником и приемниками.

На мелководье хорошо зарекомендовала себя схема с донными приемными косами, раскладываемыми вдоль профилей наблюдения, и буксируемой линией АВ [Петров и др., 2010]. При обработке сигналов могут быть получены данные как дистанционного зондирования в поле гармонического источника, как в методе CSEM, так и зондирования становлением поля. В первом случае может применяться 2D инверсия, во втором – 1D инверсия с определением как сопротивлений, так и поляризационных параметров слоев.

В последние годы развивается подход, в рамках которого ЭМ зондирования на шельфе проводятся в поле гармонического источника, расположенного на суше [Григорьев и др., 2013]. Чтобы это поле было достаточно интенсивным в изучаемом районе, сила создаваемого тока составляет порядка 100 А, и используются многокилометровые линии АВ (например, заземлённые ЛЭП). При большом расстоянии между источником и точками наблюдения может выполняться условие дальней зоны, в этом случае возможна аппроксимация поля плоско-неоднородной волной, что позволяет использовать относительно простые методы решения прямых и обратных задач, разработанные для МТЗ.

1.2.5. Практический пример: моделирование нефтегазоносного шельфа

Остановимся подробнее на чувствительности электроразведки с управляемым источником к тонким высокоомным и поляризующимся слоям. Этот вопрос имеет большое значение для поисков и разведки месторождений углеводородов на мелководном шельфе.

Рассмотрим установку метода ЗС с буксируемыми питающей и приёмной линиями АВ и MN. Вначале оценим оптимальные параметры системы наблюдения. Для этого рассчитаем сигналы для геоэлектрической модели, характерной для шельфовой зоны. Исходя из опыта, сопротивления и мощности слоёв были взяты следующие: $\rho_1 = 4 \text{ Ом*м}$, $h_1 = 300 \text{ м}$, $\rho_2 = 2 \text{ Ом*м}$, $h_2 = 1200 \text{ м}$, $\rho_3 = 1 \text{ Ом*м}$, $h_3 = 1000 \text{ м}$, $\rho_4 = 2 \text{ Ом*м}$. Водный слой будем считать

маломощным и не станем включать в модель. Моделирование по программе EM1D [Пушкарев и др., 1999] показывает, что если взять установку с длинами АВ и MN по 100 м, при расстоянии между их центрами 200 м и силе тока 150 А, то сигнал становления поля убывает до вполне измеримых 10 мкВ при времени задержки примерно 2 с. В этом случае при среднем сопротивлении среды около 2 Ом*м глубинность исследований составит 2 – 3 км, что во многих случаях вполне достаточно. Последняя оценка сделана исходя из формулы 1.9 для толщины скин-слоя с учётом примерного соответствия периода колебаний гармонического поля T и времени становления поля t : $T \approx 2\pi \cdot t$.

Используя выбранные четырёхслойную модель вмещающей среды и параметры установки, выполним дальнейшее моделирование для оценки чувствительности кривых кажущегося сопротивления ЗС (формула 2.7) к высокоомному слою, имитирующему залежь углеводородов, и поляризующемуся слою, имитирующему область вторичных изменений над залежью.

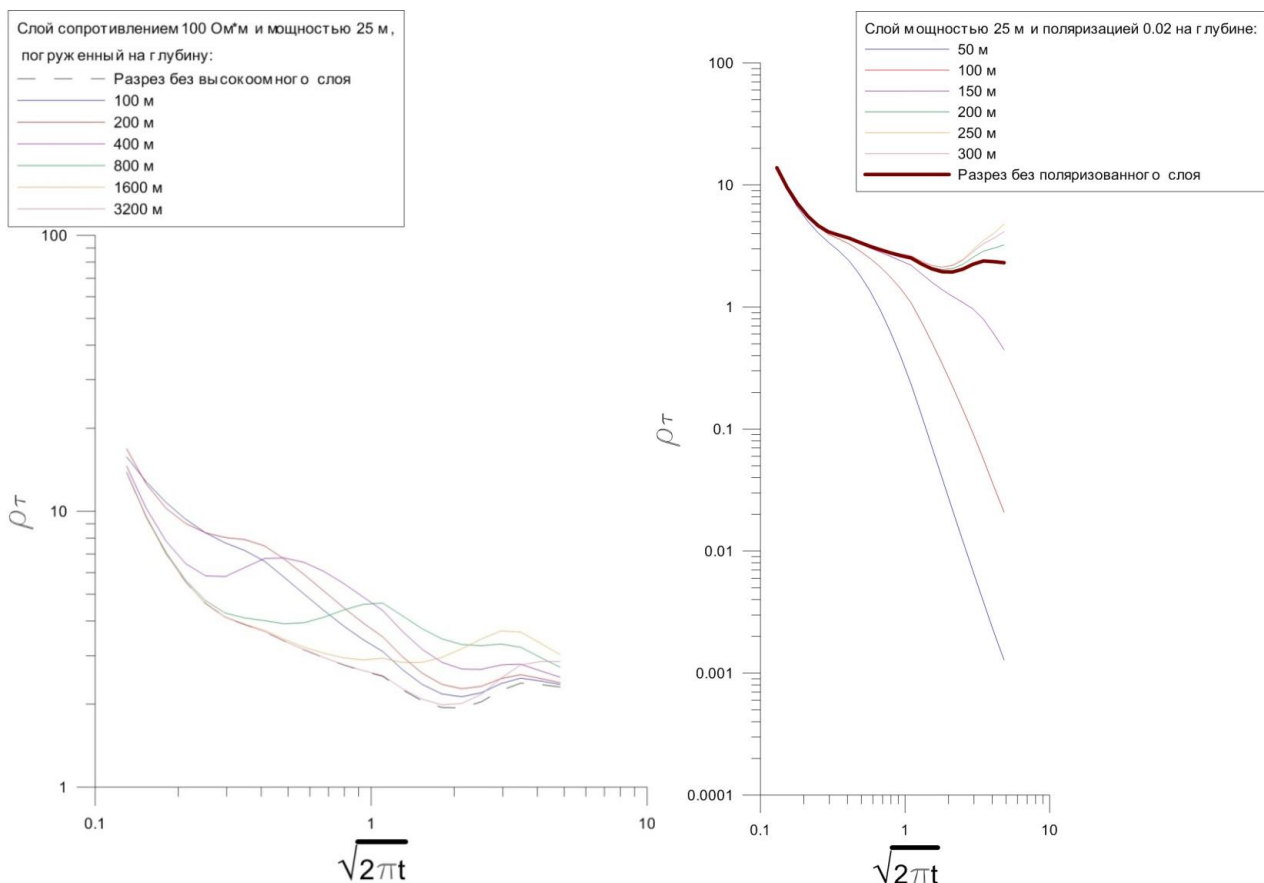


Рис. 1.14. Кривые кажущегося сопротивления ЗС, отвечающие разным глубинам залегания аномального слоя мощностью 25 м.

Слева – высокоомный слой ($\rho = 100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$), справа – поляризующийся ($\eta = 2 \%$).

На рис. 1.14 видно, что высокоомный 25-метровый слой существенно сказывается на кривых ЗС при глубине залегания до 1600 м, при этом аномалия кажущегося сопротивления достигает 50 – 100 %. Поляризованный 25-метровый слой ярко проявляется на кривых в случае глубины залегания до 150 м.

Этот результат демонстрирует большие возможности электроразведки с управляемым источником при поиске и картировании залежей углеводородов и зон вторичного изменения над залежью. Мы привели пример исследований на мелководье, по мере увеличения мощности водного слоя чувствительность будет падать, но избавиться от этого позволяет переход к погруженным и донным установкам.

Мы рассмотрели случай гальванического возбуждения поля. При этом плотность тока имеет вертикальную составляющую, высокочувствительную к высокоомным слоям. При индукционном возбуждении поля токи текут вдоль слоистости, и наличие тонкого высокоомного слоя слабо влияет на их структуру. Поэтому возможности МТЗ при поиске залежей углеводородов оказываются ниже.

Фоновый проводящий разрез, который мы использовали, характерен для многих шельфовых зон, хотя не для всех, и совсем не характерен для многих осадочных бассейнов на суше, где в разрезе распространены высокоомные комплексы. В этом случае при гальваническом возбуждении они существенно влияют на структуру поля, экранируя целевые объекты. В МТЗ этот эффект значительно слабее, и этот метод позволяет изучать подэкранную толщину, решая определённые задачи.

1.3. Частотные диапазоны и глубинность методов зондирования

Глубинность ЭМ зондирований принято оценивать, как толщину скин-слоя, в пределах которого поле затухает в $e \approx 2.7$ раз. Толщина скин-слоя h_δ (м) связана с сопротивлением среды ρ (Ом·м) и периодом колебаний поля T (с) по формуле [Электроразведка..., 1989]:

$$h_\delta = \frac{\sqrt{10^7 \cdot \rho \cdot T}}{2\pi}, \quad (1.9)$$

На рис. 1.15 представлены зависимости толщины скин-слоя от периода для четырёх значений сопротивления среды. Горизонтальными линиями показаны примерные частотные диапазоны ЭМ методов. Половину методов составляют магнитотеллурические: РМТЗ, АМТЗ, МТЗ, ГМТЗ. В области длинных периодов их дополняет ГМВЗ. Из методов с управляемыми источниками наиболее высокочастотным является метод РВИЗ, далее следует ЧЗ. Последнему по глубинности примерно соответствует метод ЗС во временной области.

ЭМ методы (если учитывать только низкочастотные, без РВИЗ) перекрывают диапазон периодов примерно от 10^{-6} до более чем 10^8 с, что при сопротивлении среды $10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ отвечает диапазону глубин примерно от метра до тысячи километров.

Вывод к главе 1. Обобщение опыта применения низкочастотных электромагнитных зондирований показывает, что в наиболее широком частотном диапазоне используется метод МТЗ, основанный на простой плосковолновой модели поля и не требующий искусственных источников. Его модификациями являются глубинное МТЗ (частоты 10^{-4} - 10^{-2} Гц), разведочное МТЗ (10^{-3} - 10^2 Гц), малоглубинные аудио-МТЗ и радио-МТЗ (10^1 - 10^4 Гц и 10^4 - 10^6 Гц). Методы ЧЗ и ЗС, использующие искусственный источник, обеспечивают повышенную точность, особенно при сильных промышленных помехах, что в ряде случаев обосновывает их применение вместо МТЗ.

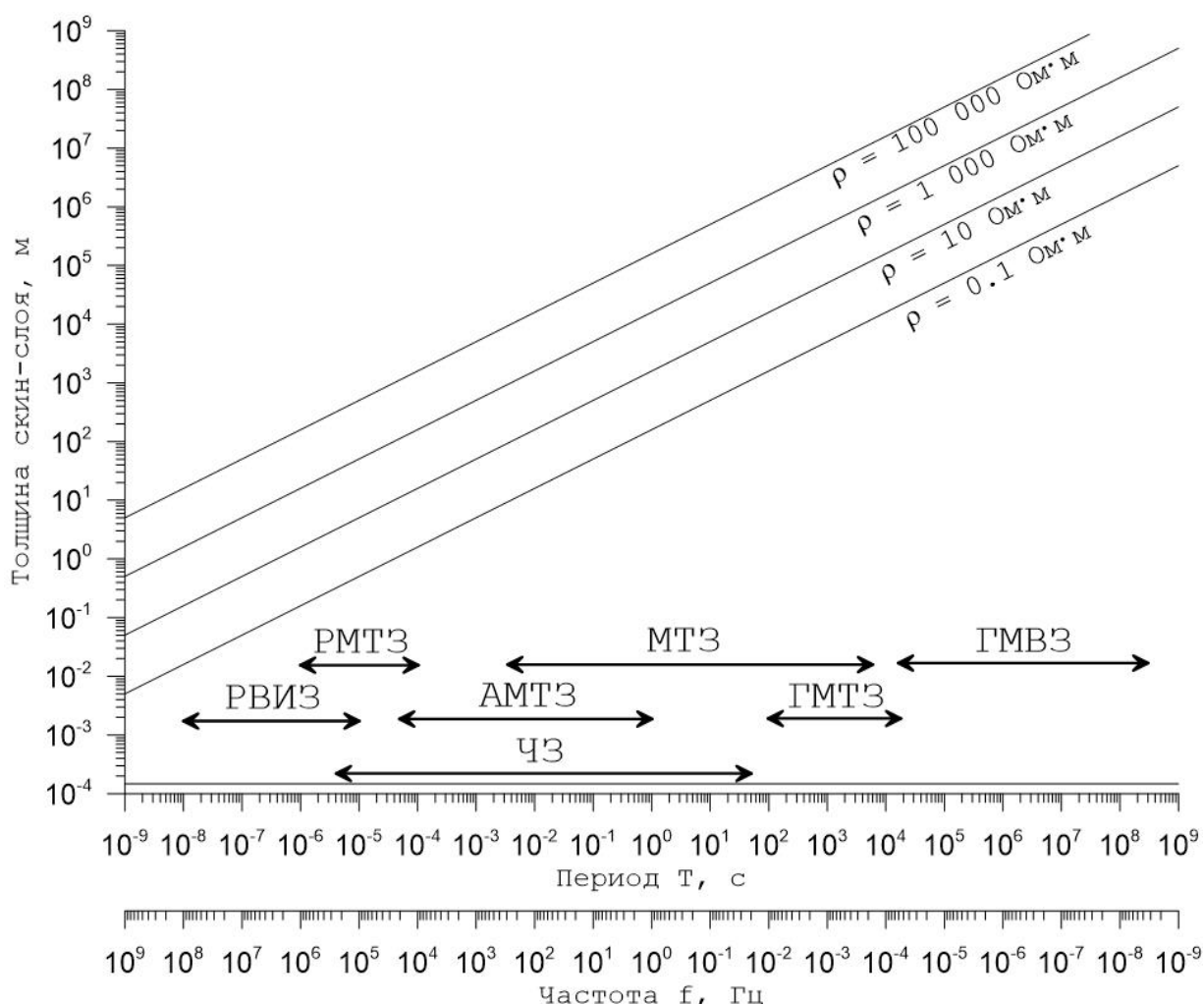


Рис. 1.15. Рабочие диапазоны частот методов ЭМ зондирования и соответствующие глубины исследования (толщины скин-слоя) при различных сопротивлениях однородной среды.

2. Методика анализа и интерпретации электромагнитных данных

2.1. Кажущееся сопротивление в разных методах зондирования

Данные ЭМ зондирований представляют в виде кривых зависимости кажущегося сопротивления (КС) и фазовых характеристик от параметра глубинности. Напомним, КС вычисляется таким образом, что над однородным полупространством для используемой установки оно равно удельному сопротивлению полупространства. Для дистанционных зондирований параметром глубинности является разнос r , для частотных (МТЗ, ЧЗ) - корень из периода колебаний \sqrt{T} , для временных (ЗС) - корень из времени становления $\sqrt{2\pi t}$.

КС в методах постоянного тока вычисляется по формуле [Электроразведка..., 1989]:

$$\rho_k = k \frac{\Delta U}{I}, \quad \text{где } k = 2\pi / \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right). \quad (2.1)$$

Здесь k – геометрический коэффициент четырехэлектродной установки, ΔU – разность потенциалов на MN , I – сила тока в AB . При дистанционном зондировании в ближней зоне гармонического магнитного диполя формулы для КС принимают вид:

$$\rho_\omega = \frac{\omega^2 \mu_0^2 M}{16\pi \operatorname{Re}(E_\varphi)}, \quad \rho_\omega = \frac{\omega \mu_0 M}{16\pi r |\operatorname{Hr}|}, \quad \rho_\omega = \frac{\omega \mu_0 M}{16\pi r \operatorname{Im}(Hz)}, \quad (2.2)$$

где ω – круговая частота, μ_0 – магнитная проницаемость вакуума, M – момент магнитного диполя (произведение силы тока на площадь петли на число витков), r – разнос, H_z , E_φ и H_r – комплексные амплитуды компонент поля (рис. 2.1).

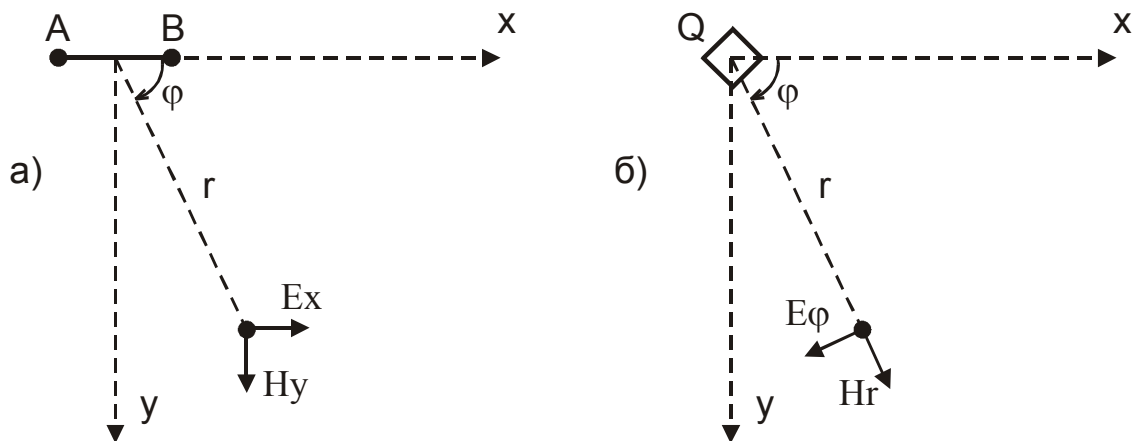


Рис. 2.1. Схемы расположения питающих диполей и точек наблюдения при использовании в качестве источника: а) линии AB , б) петли Q .

В дальней зоне электрического гармонического диполя формулы расчёта КС [Электроразведка..., 1989]:

$$\begin{aligned} \rho_{\omega} &= \frac{2\pi r^3}{(3\cos^2\varphi - 2) \cdot P} E_x, & \rho_{\omega} &= -i\omega \mu_0 \left(\frac{2\pi r^3}{(3\cos^2\varphi - 2) \cdot P} H_y \right)^2, \\ \rho_{\omega} &= -i\omega \mu_0 \frac{2\pi r^4}{3\sin\varphi \cdot P} H_z, & \rho_{\omega} &= \frac{i Z^2}{\omega \mu_0}, \end{aligned} \quad (2.3)$$

где φ – азимутальный угол (рис. 2.1), P – момент диполя (произведение силы тока на длину АВ), $Z = E_x/H_y$ – импеданс. Для магнитного гармонического диполя в дальней зоне:

$$\begin{aligned} \rho_{\omega} &= \frac{2\pi r^4}{3M} E\varphi, & \rho_{\omega} &= -i\omega \mu_0 \left(\frac{2\pi r^4}{3M} H_r \right)^2, \\ \rho_{\omega} &= i\omega \mu_0 \frac{2\pi r^5}{9M} H_z, & \rho_{\omega} &= \frac{i Z^2}{\omega \mu_0}. \end{aligned} \quad (2.4)$$

В поле плоской волны переход от импеданса к КС осуществляется по той же формуле, что и в дальней зоне электрического и магнитного диполей. В гармоническом поле КС, будучи вычисленным по комплексным амплитудам компонент поля, также является комплексным, и анализировать можно как его модуль, так и фазу.

В случае становления поля электрического диполя в дальней зоне:

$$\rho_{\tau} = \frac{2\pi r^3}{(3\cos^2\varphi - 2) \cdot P} E_x(t), \quad \rho_{\tau} = \mu_0 \frac{2\pi r^4}{3\sin\varphi \cdot P} \frac{\partial H_z(t)}{\partial t}. \quad (2.5)$$

Для становления поля магнитного диполя в дальней зоне:

$$\rho_{\tau} = \frac{2\pi r^4}{3M} E\varphi(t), \quad \rho_{\tau} = -\mu_0 \frac{2\pi r^5}{9M} \frac{\partial H_z(t)}{\partial t}. \quad (2.6)$$

В ближней зоне нестационарного электрического диполя:

$$\rho_{\tau} = \left(\frac{\mu_0}{\pi t} \right)^3 \left(\frac{P}{12E\varphi(t)} \right)^2, \quad \rho_{\tau} = \frac{\mu_0}{4\pi t} \left(\frac{P \cdot r \sin\varphi}{5t \partial H_z(t)/\partial t} \right)^{2/3}. \quad (2.7)$$

В ближней зоне нестационарного магнитного диполя:

$$\rho_{\tau} = \frac{\mu_0}{\pi t} \left(\frac{M r}{40t E\varphi(t)} \right)^{2/3}, \quad \rho_{\tau} = \frac{\mu_0}{\pi t} \left(\frac{M}{20t \partial H_z(t)/\partial t} \right)^{2/3}. \quad (2.8)$$

Для установки «петля в петле» в ближней зоне (в приближении поля в центральной точке круглой питающей петли радиуса R):

$$\rho_{\tau} = \frac{\mu_0}{\pi t} \left(\frac{M R}{40t \partial H_z(t)/\partial t} \right)^{2/3}. \quad (2.9)$$

Иногда КС не удаётся выразить из формулы. Так, в методе донных ЧЗ (CSEM) с питающей линией АВ вертикальное магнитное поле над однородным полупространством вычисляется по формуле [Ваньян, 1996]:

$$Hz \approx -\frac{3 P \rho_0}{2\pi r^4 i\omega \mu_0} e^{-k_1 r} (1 + k_1 r + k_1^2 r^2 / 3), \quad (2.10)$$

где ρ_0 – сопротивление морской воды, $k_1 = \sqrt{i\omega \mu_0 \rho_1}$ – волновое число однородного подстилающего полупространства, ρ_1 – его сопротивление. Для выбора полупространства с сопротивлением, обеспечивающим для используемой установки искомое значение H_z , приходится применять специальную процедуру, предложенную Л.Л. Ваньяном. Несмотря на её относительную простоту, КС так и не нашло применения в методе донных ЧЗ, и вместо него используется величина компоненты поля, нормированная на ток в источнике [Weitemeyer et al., 2013].

Для метода наземных ЧЗ, чтобы повысить информативность кривых в области низких частот, предложено вычислять КС не по приведённым выше формулам дальней зоны, а по алгоритмам, реализующим принцип выбора КС для более общего случая (для «промежуточной» зоны) [Шевцов, 1990; Гордеев, 2006]. В методе ЗСБ для подавления искажений кривых на малых временах также может применяться нормировка не по ближней, а по «промежуточной» зоне [Барсуков, 2004].

2.2. Анализ и трансформация кривых электромагнитных зондирований

Кажущееся сопротивление само по себе является результатом трансформации параметров поля. При решении обратной задачи формально можно обойтись без вычисления КС, минимизируя невязку между наблюдаемыми и модельными значениями поля. Однако кривые КС, дающие качественное представление об изменении удельного электрического сопротивления среды с глубиной и по горизонтали, позволяют определить общие особенности строения среды, выявить основные аномалии, оценить интенсивность 2D и 3D эффектов и приповерхностных искажений. Результаты анализа кривых КС служат основой для выбора методов решения обратной задачи, ансамбля данных, стартовой модели.

Общие принципы анализа кривых КС довольно просты и хорошо известны, чтобы подробно останавливаться на них в данной работе: изменение КС с увеличением параметра глубинности позволяет выделить основные высокоомные и проводящие слои; смена формы и уровня кривых от точки к точке характеризует влияние горизонтальных неоднородностей, в том числе приповерхностных [Хмелевской, 1984]. Дополнительную информацию о

влиянии неоднородностей в отдельной точке зондирования дают измерения ортогональных компонент поля, характерные для МТЗ и иногда применяемые в других методах. Ряд характерных искажений кривых ЭМ зондирования может быть распознан и объяснён на основе теории искажений кривых, развитой для метода МТЗ [Бердичевский и др., 1973] и адаптированной для методов постоянного тока [Электрическое зондирование..., 1992].

В методах зондирования с гармоническим источником (МТЗ, ЧЗ) строятся также кривые фазы импеданса или фазы кажущегося сопротивления. Для получения абсолютных значений фазы требуется определение импеданса, либо синхронизация генератора с измерителем. Возможно также не требующее синхронизации определение относительных фазовых параметров, подчёркивающих поляризацию на фоне индукции. Это явление было положено в основу технологии ЧЗ-ВП, использующей искусственный источник [Куликов, 1981]. Предпринимаются попытки извлечь информацию о поляризуемости из МТ поля (МТ-ВП), перспективным представляется использование двухточечных измерений электрической составляющей [Zorin et al., 2015].

Применительно к модели Тихонова-Каньяра, в которой горизонтально-слоистая среда возбуждается плоской волной, показано [Weidelt, 1972], что модуль и фаза импеданса $|Z^{TK}|$ и $\arg(Z^{TK})$ связаны дисперсионными соотношениями:

$$\ln |\tilde{Z}^{TK}(\omega_0)| = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \left[\frac{\pi}{4} + \arg Z^{TK}(\omega) \right] \frac{\omega d\omega}{\omega^2 - \omega_0^2}, \quad (2.11)$$

где $\tilde{Z}^{TK}(\omega) = Z^{TK} / \sqrt{-i\omega \mu_0 \rho_1}$,

$$\arg Z^{TK}(\omega_0) = -\frac{\pi}{4} - \frac{2\omega_0}{\pi} \int_0^{\infty} \ln \frac{|Z^{TK}(\omega)|}{\sqrt{\omega}} \frac{d\omega}{\omega^2 - \omega_0^2}, \quad (2.12)$$

откуда приближенно

$$\arg Z^{TK}(\omega_0) \approx \frac{\pi}{4} \frac{d \lg |Z^{TK}(\sqrt{T_0})|}{d \lg \sqrt{T_0}}. \quad (2.13)$$

Таким образом, по амплитудной кривой можно восстановить фазовую, а по фазовой – нормированную с учетом сопротивления верхнего слоя амплитудную. Из последней формулы также видно, что фазовая кривая имеет смысл производной амплитудной кривой. Поэтому, в частности, она обладает большей глубиной.

Анализ низкочастотной асимптотики импеданса Тихонова-Каньяра для случаев, когда в основании разреза залегают идеальные проводник и изолятор, показывает наличие простых связей между импедансом, глубиной до проводника D и суммарной продольной проводимостью до изолятора S [Бердичевский, 1968]:

$$Z_{\sigma_N=\infty}^{TK} = -i\omega \mu_0 D, \quad Z_{\sigma_N=0}^{TK} = 1/S. \quad (2.14)$$

На этих формулах основан способ графического определения эквивалентных (устойчиво определяемых) обобщённых параметров разреза D (глубин до проводящих слоёв) и S (суммарных проводимостей толщ над изоляторами) по касательным к нисходящим и восходящим ветвям кривых МТЗ (рис. 2.2).

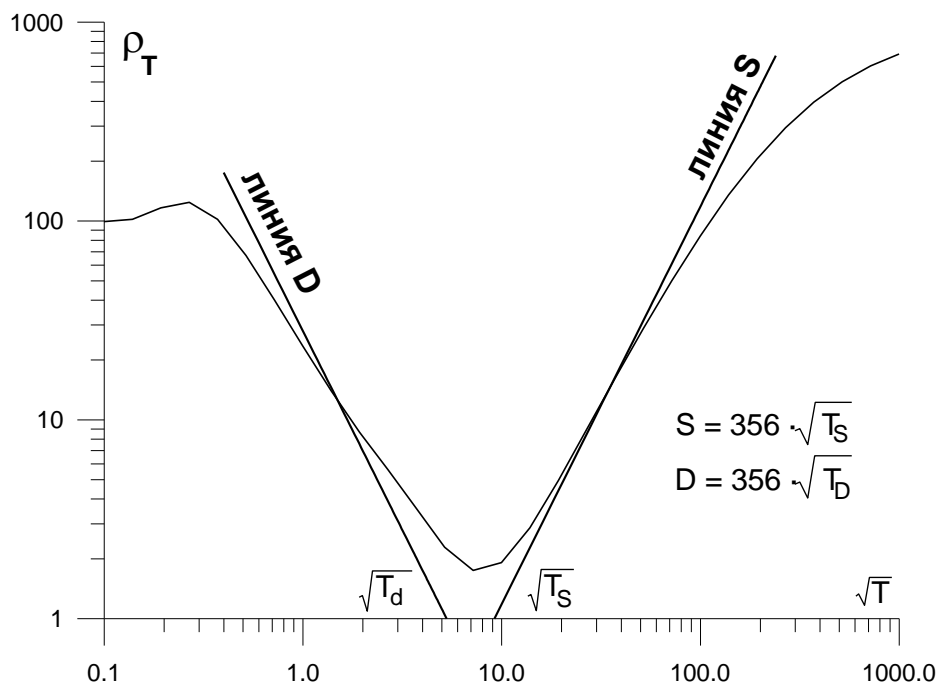


Рис. 2.2. Определение глубины D и суммарной проводимости S по кривой МТЗ.

Этот способ применяется также и в других методах ЭМ зондирования, при этом меняются коэффициенты пересчёта абсциссы в глубины и проводимости [Хмелевской, 1984]. Отметим, что в методах постоянного тока нельзя устойчиво определить глубину до проводника D , но вместо этого устойчиво определяется суммарное поперечное сопротивление перекрывающей высокоомной толщ T .

Трансформации кривых ЭМ зондирования позволяют перейти к зависимостям сопротивления от глубины $\check{\rho}(z)$, которых часто называют «действующими», подчёркивая, что они являются приближёнными и могут не обеспечивать минимум невязки наблюдаемых и модельных данных, как результаты решения обратной задачи. Другим важным отличием методов трансформации от методов решения обратной задачи (инверсии) является то, что в них не применяется регуляризация с использованием априорной информации.

Наиболее активно методы трансформации используются в МТЗ. Широко применяется трансформация Ниблетта-Бостика [Niblett & Sayn-Wittgenstein, 1960; Bostick, 1977]:

$$\check{\rho}(z) = \rho_T \frac{2 + m}{2 - m}, \quad \text{где } m = \frac{d \lg \rho_k}{d \lg \sqrt{T}}. \quad (2.15)$$

Эти формулы выведены исходя из соотношений (2.14), формально применяемых ко всей кривой. Данная трансформация относится к дифференциальным, поскольку использует производную кривой кажущегося сопротивления. Разработаны также алгебраические трансформации, в которых используется фаза импеданса, имеющая, как обсуждалось выше, смысл производной амплитудной кривой [Бердичевский и Дмитриев, 1992].

Поскольку разрез $\rho(z)$, получаемый с помощью какой-либо трансформации, как правило, не обеспечивает достаточно малую невязку наблюдаемых и модельных данных, была предложена итерационная процедура, в которой полученные с помощью трансформации действующие сопротивления корректируются для уменьшения невязки [Андреева и др., 1991]. Этот подход получил название «метод контролируемой трансформации». Он был адаптирован для трансформации кривых ЧЗ, построенных по полным формулам для «промежуточной» зоны [Шевцов, 1990].

Наконец, приведём трансформацию, применяемую в методе ЗСБ, и позволяющую по измеренным кривым спада вертикальной компоненты магнитного поля вертикального магнитного диполя оценивать параметры разреза [Сидоров, 1985]. Суммарная продольная проводимость S_τ на глубине d_τ и эта глубина определяются по формулам:

$$S_\tau(d_\tau) = \frac{16\pi^{1/3}}{(3M)^{1/3} \mu_0^{4/3}} \frac{(Hz')^{5/3}}{(Hz'')^{4/3}}, \quad d_\tau = \left(\frac{3M}{16\pi \mu_0 S_\tau Hz'} \right)^{1/4} - \frac{t}{\mu_0 S_\tau} \quad (2.16)$$

где штрих означает дифференцирование по времени. Кривые $S_\tau(d_\tau)$ обеспечивают большую глубинность, чем кривые КС (т.к. используется производная). Дифференцируя кривые $S_\tau(d_\tau)$, можно получить зависимость сопротивления от глубины.

2.3. Прямая одномерная задача электромагнитного зондирования

В работе [Пушкарев и др., 1999] приведены исходные формулы для компонент E_x , E_y , H_x , H_y и H_z гармонических горизонтального электрического и вертикального магнитного диполей на поверхности горизонтально-слоистой среды. Здесь для примера рассмотрим решение задачи об электрическом поле электрической линии, в том числе в поляризующихся средах и во временной области.

Рассмотрим среду, состоящую из N горизонтальных однородных слоев (рис. 2.3), каждый из которых характеризуется удельным сопротивлением ρ_j и мощностью h_j . Поле возбуждается линией AB конечной длины, ориентированной вдоль оси x ; линия MN служит для измерения компоненты $E_x(t)$ электрического поля. Разность потенциалов $\Delta U_{MN}(t)$ может быть вычислена как $\Delta U_{MN}(t) = E_x(t) \cdot MN$.

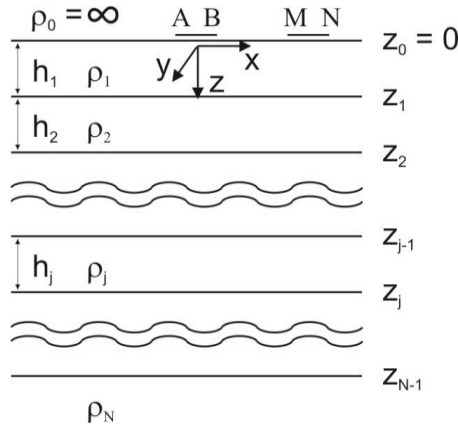


Рис. 2.3. Одномерная геоэлектрическая модель среды.

Сначала рассмотрим решение данной задачи в частотной области. Отталкиваясь от уравнений Максвелла и пренебрегая токами смещения, можно получить следующее выражение для электрического поля, возбуждаемого дипольным источником бесконечно малых размеров [Ваньян, 1965]:

$$E_x(\omega) = \frac{pi\omega\mu_0}{2\pi} \left\{ \int_0^\infty \frac{m}{n_0 + n_1 / R_I} J_0(mr) dm + \right. \\ \left. + \frac{1}{k_1^2} \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{x}{r} \int_0^\infty \left(\frac{1}{k_0^2 / (k_1^2 n_0) + R_I / n_1} - \frac{k_1^2}{n_0 + n_1 / R_G} \right) J_1(mr) dm \right] \right\} \quad (2.17)$$

где $E_x(\omega)$ – комплексная амплитуда электрического поля, $p = AB \cdot I$ (произведение длины линии АВ и силы тока в ней), r – расстояние между источником и точкой наблюдения, ω – круговая частота, m – пространственная частота, $k_j = \sqrt{-i\omega\mu_0 / \rho_j}$ – волновое число, $n_j^2 = k_j^2 + m^2$, $J_0(mr)$ и $J_1(mr)$ – комплексные функции Бесселя нулевого и первого порядков соответственно, R_I и R_G – индуктивный и гальванический приведенные импедансы, рассчитанные по рекуррентным соотношениям (с учетом того, что $R_I(z_{N-1}) = R_G(z_{N-1}) = 1$):

$$R_I(z_{j-1}) = \text{cth}(n_j h_j + \text{arcth} \left[\frac{n_j}{n_{j+1}} R_I(z_j) \right]), \quad (2.18)$$

$$R_G(z_{j-1}) = \text{cth}(n_j h_j + \text{arcth} \left[\frac{\rho_{j+1} n_j}{\rho_j n_{j+1}} R_G(z_j) \right]). \quad (2.19)$$

Интегралы из (2.17), имеющие смысл преобразований Ханкеля, обычно вычисляются в рамках подхода линейной фильтрации. Нами был использован набор коэффициентов фильтра, приведенный в [Anderson, 1979].

Если длина линии АВ сопоставима с расстоянием от ее центра до точки наблюдения, то необходимо рассматривать решение прямой задачи для источника конечных размеров. В

этом случае линию АВ можно представить в виде набора достаточно маленьких диполей, вычислить поле, создаваемое каждым из них, а затем просуммировать полученные решения.

Явление вызванной поляризации может рассматриваться как частотная дисперсия сопротивлений слоёв. Для описания дисперсии обычно используется эмпирическая формула Коул-Коула (1.8). Подставляя в неё 5 параметров каждого слоя (сопротивление, мощность и поляризационные) и далее подставляя полученное частотно-зависимое сопротивление в (2.17), (2.18) и (2.19), можно рассчитать $E_x(\omega)$ с учетом поляризационных свойств среды.

Используя преобразование Фурье, можно перейти от частотной зависимости $E_x(\omega)$ к кривой становления после переключения тока $E_x(t)$:

$$E_x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{E_x(\omega)}{-i\omega} e^{-i\omega t} d\omega. \quad (2.20)$$

Этот пересчет также может быть выполнен с помощью линейной фильтрации; нами использовались соответствующие коэффициенты, приведенные в [Московская, 2001].

Рассмотренный алгоритм реализован в программе EM1D [Пушкарев и др., 1999; Пушкарев, 2006].

2.4. Одномерная интерпретация кривых электромагнитного зондирования

1D интерпретация кривых ЭМ зондирования, несмотря на развитие методов решения задач в горизонтально-неоднородных средах, по-прежнему применяется широко, особенно в методах зондирования с управляемым источником. В случае слоистых сред (осадочные бассейны) 1D интерпретация обеспечивает итоговый результат, а в резко горизонтально-неоднородных средах (горно-складчатые сооружения) может быть полезна на первом этапе. При измерениях в точке зондирования в разных направлениях возникает вопрос о выборе компоненты для интерпретации. Это характерно для МТЗ, где часто используются инвариантные (не зависящие от направления) характеристики – средний импеданс Бердичевского и эффективный импеданс, вычисляемые по формулам [Hobbs, 1992]:

$$Z_{av} = (Z_{xy} - Z_{yx}) / 2, \quad Z_{ef} = \sqrt{\det[Z]} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}} \quad (2.21)$$

При 1D интерпретации рассматриваются два основных типа моделей среды: «толсто-слоистая», состоящая из небольшого (до 5 – 10, иногда больше) количества слоёв; и «градиентная», представляющая собой плавную зависимость сопротивления от глубины, а при численной реализации состоящая из большого числа (несколько десятков) слоёв. В первом случае устойчивость решения обратной задачи достигается за счёт небольшого числа параметров модели и использования априорной геолого-геофизической информации, во

втором – обычно за счёт накладывания на решение определённых условий (чаще всего – выбор наиболее гладкой эквивалентной модели), хотя в этом случае также может использоваться геолого-геофизическая информация.

Напомним, что для обеспечения устойчивости решения обратной задачи, помимо минимизации невязки, вводится дополнительное условие на получаемую модель среды (решение ищется в определённом классе моделей). В теории регуляризации этот принцип реализуется за счёт минимизации функционала Тихонова [Тихонов и Арсенин, 1979]:

$$P_{\alpha}(\bar{m}, \bar{d}) = \mu_D^2(A(\bar{m}), \bar{d}) + \alpha s(\bar{m}) = \min, \quad (2.22)$$

где \bar{m} - вектор модели (для 1D среды – сопротивления и мощности слоёв), \bar{d} - вектор данных (кажущееся сопротивление и, возможно, фазовая характеристика), A - оператор решения прямой задачи. Первое слагаемое представляет собой функционал невязки (квадрат расстояния в пространстве данных между модельными и наблюдаемыми данными), второе – стабилизатор, умноженный на весовой коэффициент (параметр регуляризации). В рамках вероятностного подхода к решению обратных задач аналогичная задача решается в методе апостериорной вероятности (методе Байеса) [Спичак, 1999].

Интерпретация в рамках «толсто-слоистой» модели обычно подразумевает интерактивный режим [Бобачев и др., 1995; Пушкарев и др., 1999; Барсуков, 2004]. В нём интерпретатор вручную меняет сопротивления и мощности слоёв, добиваясь совпадения наблюдаемых и модельных кривых и соответствия модели априорным представлениям (в том числе, например, о медленном изменении разреза от точки к точке). Для корректировки параметров модели может применяться процедура решения обратной задачи.

На рис. 2.4 приведён пример подбора кривых МТЗ, полученных нами в зоне перехода от Московской синеклизы к Воронежской антеклизе [Алексанова и др., 2010]. Два проводника, проявляющихся на кривых, представляют собой нижнюю часть осадочного чехла, сложенную преимущественно терригенными водонасыщенными породами, и аномальную зону в консолидированной земной коре, получившую название Бярятинской коровой аномалии электропроводности, которая будет рассмотрена в следующей главе.

При интерпретации в рамках «градиентной» модели среды в качестве стабилизаторов используются функционалы, вычисляемые по зависимости сопротивления от глубины. Они могут минимизировать её производные: нулевую (выбор модели, наиболее близкой к однородному полупространству), первую или вторую (выбор модели той или иной степени гладкости) [Constable et al., 1987]. Кроме того, применяется «фокусирующий» функционал (функционал с минимальным носителем градиента), также осуществляющий сглаживание в области небольших градиентов, но в области больших – минимизирующий мощность этой области (носителя), что обеспечивает создание контрастных границ [Zhdanov, 2002].

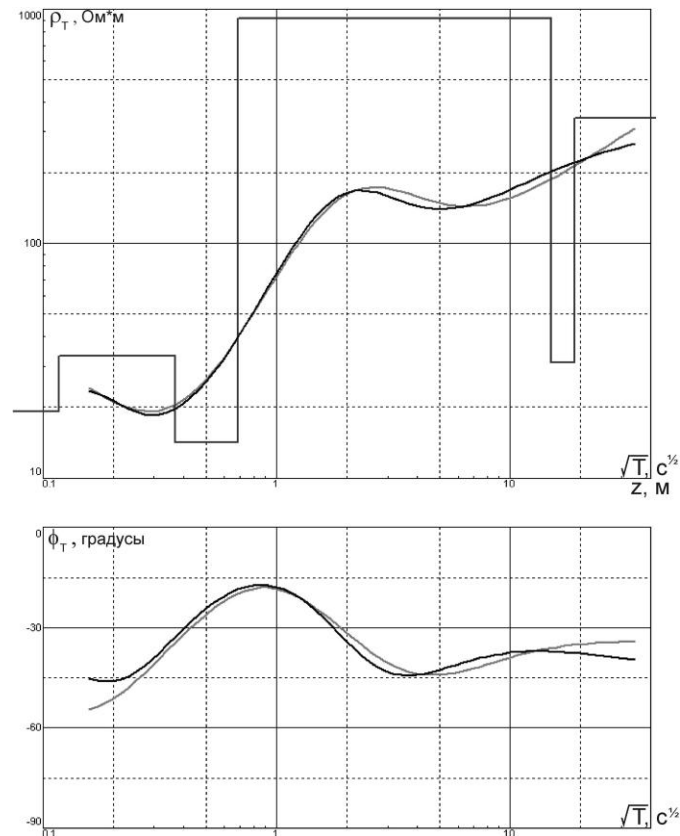


Рис. 2.4. 1D подбор эффективных кривых МТЗ: кажущегося сопротивления (вверху) и фазы импеданса (внизу). Светлые линии – наблюдаемые данные, темные – модельные. На верхнем бланке также показан результат интерпретации в виде «псевдокаротажной кривой» - зависимости сопротивления от глубины [Алексанова и др., 2010].

2.5. Анализ магнитотеллурических данных в горизонтально-неоднородных средах

Анализ данных ЭМ зондирований - необходимый этап между обработкой данных и решением обратной задачи (инверсией данных). Этот этап во многом определяет успех инверсии, поскольку на нём выбираются методы решения обратной задачи, формируется ансамбль данных для инверсии, могут быть подавлены приповерхностные искажения. Наиболее полно методика такого анализа развита в магнитотеллурике [Бердичевский и др., 1997]. Отдельные подходы и методы, после соответствующей адаптации, применяются и в других методах электроразведки, включая методы постоянного тока [Varga et al., 2008].

Рассмотрим основные методы анализа тензора импеданса $[Z]$ и матрицы Визе-Паркинсона $[W]$. Отметим, что для двухточечных тензоров, теллурического $[T]$ и магнитного $[M]$, могут быть легко адаптированы методы анализа тензора $[Z]$.

2.5.1. Полярные диаграммы и инварианты тензора импеданса

Компоненты тензора импеданса $[Z]$, в горизонтально-неоднородной среде зависят от ориентации осей x и y . Можно перейти к новой системе координат x' и y' , полученной путём поворота на угол α (рис. 2.5 А), по формулам [Бердичевский, 1968]:

$$Z_{xx}(\alpha) = Z_{xx} \cos^2\alpha + Z_{yy} \sin^2\alpha + (Z_{xy} + Z_{yx}) \sin\alpha \cos\alpha, \quad (2.23)$$

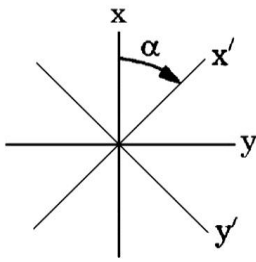
$$Z_{xy}(\alpha) = Z_{xy} \cos^2\alpha - Z_{yx} \sin^2\alpha - (Z_{xx} - Z_{yy}) \sin\alpha \cos\alpha,$$

$$Z_{yx}(\alpha) = Z_{yx} \cos^2\alpha - Z_{xy} \sin^2\alpha - (Z_{xx} - Z_{yy}) \sin\alpha \cos\alpha,$$

$$Z_{yy}(\alpha) = Z_{yy} \cos^2\alpha + Z_{xx} \sin^2\alpha - (Z_{xy} + Z_{yx}) \sin\alpha \cos\alpha.$$

Меняя угол α от 0^0 до 360^0 , можно построить полярные диаграммы $|Z_{xy}|$, $|Z_{xx}|$, $\arg(Z_{xy})$. Их вид для сред разной размерности показан на рисунке 2.5 Б. По их форме и ориентации можно оценить размерность среды и направления вдоль или поперёк структур.

А)



Б)

	1D	2D	3D	
			a	b
$ Z_{xx} $				
$ Z_{yy} $				
$ \arg Z_{yy} $				

Рис. 2.5. А) Поворот системы координат. Б) Примеры полярных диаграмм компонент тензора импеданса в средах разной размерности [Berdichevsky & Dmitriev, 2002].

Существуют инвариантные характеристики (не зависящих от ориентации осей). К ним относятся средний импеданс Бердичевского и эффективный импеданс (формулы 2.21), параметр неоднородности среды N [Бердичевский и др., 1997] и параметры асимметрии среды Свифта $skew_S$ [Swift, 1967] и Бара $skew_B$ [Bahr, 1988]:

$$N = \left| \sqrt{1 - 4 \frac{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}{(Z_{xy} - Z_{yx})^2}} \right|, \quad skew_S = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right|, \quad skew_B = \frac{\sqrt{|\operatorname{Im}(Z_{xy}Z_{yy}^* + Z_{xx}Z_{yx}^*)|}}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}. \quad (2.24)$$

В 1D среде $N = 0$, в 2D среде $skew_S = 0$, при суперпозиции регионального 2D разреза и приповерхностных 3D неоднородностей $skew_B = 0$. Соответственно, по частотным разрезам и картам этих параметров можно выделять области и диапазоны частот, в которых применимо приближение той или иной размерности.

2.5.2. Главные направления и значения тензора импеданса

Полярные диаграммы дают множество значений компонент $[Z]$, отвечающих разным направлениям. Необходимо выбрать «главные» направления и соответствующие значения. Первым для этого был предложен наиболее простой «метод Свифта» [Swift, 1967; Sims & Bostick, 1967]. В нем главное направление (азимутальный угол α) определяется из условия:

$$\min \frac{|Z_{xx}(\alpha)|^2 + |Z_{yy}(\alpha)|^2}{|Z_{xy}(\alpha)|^2 + |Z_{yx}(\alpha)|^2}, \quad (2.25)$$

т.е. в этом направлении дополнительные импедансы минимальны в сравнении с основными.

Сложнее и информативнее метод Эггерса [Swift, 1967; Eggers, 1982]. Он основан на задаче о собственных числах и векторах матрицы, которая применительно к МТЗ формулируется в виде:

$$\vec{E}_\tau = [Z]\vec{H}_\tau = Z_p \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ -1 & 0 \end{bmatrix} \vec{H}_\tau, \quad (2.26)$$

где \vec{E}_τ и \vec{H}_τ - вектора горизонтального электрического и магнитного поля, Z_p – искомое главное значение. Матрица поворота введена потому, что основные элементы $[Z]$ – анти-диагональные. После преобразований получаются два решения (главных значения):

$$Z_p^+ = Z_{av} + \sqrt{Z_{av}^2 - \det[Z]}, \quad Z_p^- = Z_{av} - \sqrt{Z_{av}^2 - \det[Z]}. \quad (2.27)$$

Однако, тензор $[Z]$ имеет 8 вещественных степеней свободы: $|Z_{ij}|$, $\arg(Z_{ij})$. Чтобы не терять информацию, надо заполнить их все. Для этого вводятся главные направления θ_p^+ и θ_p^- (азимутальные углы, отвечающие главным значениям), а также эллиптичности ϵ_p^+ и ϵ_p^- (соотношения малой и большой осей эллипсов поляризации поля в этих направлениях). В 1D среде: $Z_p^+ = Z_p^- = Z^{1D}$, а θ_p^+ , θ_p^- , ϵ_p^+ и ϵ_p^- не определяются. В 2D среде (если \parallel и \perp – направления вдоль и поперёк структур, а Z^\parallel и Z^\perp – продольный и поперечный импедансы): $Z_p^+ = Z^\parallel$ или Z^\perp , $Z_p^- = Z^\perp$ или Z^\parallel , $\theta_p^+ = \parallel$ или \perp , $\theta_p^- = \perp$ или \parallel , $\epsilon_p^+ = \epsilon_p^- = 0$ (поле поляризовано линейно).

2.5.3. Разделение локальных и региональных эффектов

Кривые МТЗ смещаются по уровню под влиянием локальных приповерхностных неоднородностей. Это происходит из-за образования на неоднородностях зарядов, воздействующих на электрическое поле во всём диапазоне частот. Для подавления этого влияния применяют методы нормализации, простейший из которых - смещение кривых МТЗ к уровню кривых ГМВЗ или ЗСБ с двухпетлевой установкой (индукционных зондирований, не использующих электрическое поле) [Larsen, 1977; Pellerin & Hohmann, 1990].

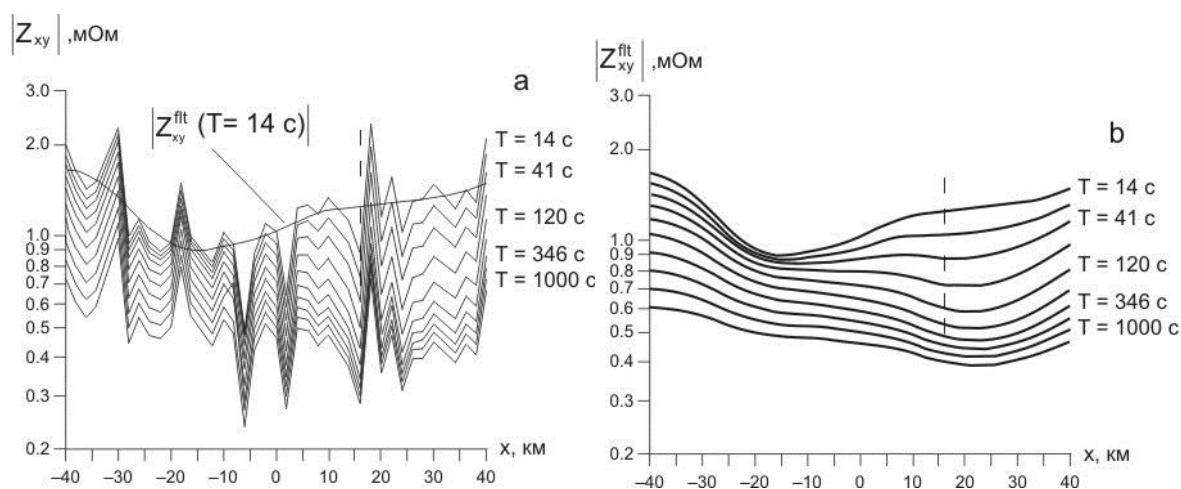


Рис. 2.6. Пример применения метода фильтрации: а – исходные графики и фильтрация графика при $T = 14$ с, б – результат умножения данных, полученных при $T > 14$ с, на поправочные коэффициенты [Бердичевский и Дмитриев, 2009].

Еще один метод - пространственная фильтрация отдельных компонент $[Z]$ [Kaufman, 1988; Torres-Verdin & Bostick, 1992], он может быть реализован следующим образом:

- на выбранном периоде T строится гладкая зависимость компоненты, например, $|Z_{xy}^{flt}|(T)$ по профилю или площади (рис. 2.6);
- для каждой точки определяется коэффициент $k(T) = |Z_{xy}^{flt}|(T) / |Z_{xy}|(T)$;
- все кривые смещаются на этот коэффициент: $|Z_{xy}^{flt}| = k(T) |Z_{xy}|$.

Однако в данном методе компоненты $[Z]$, в том числе дополнительные, рассматриваются независимо друг от друга, и пока не исследовано, насколько при этом искажается информация о глубинных структурах.

Помимо методов нормализации кривых МТЗ, для подавления влияния приповерхностных неоднородностей применяют методы декомпозиции тензора импеданса

на региональную и локальную составляющие. Рассмотрим метод Бара [Bahr, 1988]. Он основан на двух предположениях:

1) Среда является суперпозицией региональной 2D модели и локальных 3D приповерхностных неоднородностей, тогда $[Z]^{3D} = [e] [Z]^{2D} [h]$, где $[e]$ и $[h]$ – матрицы электрических и магнитных искажений;

2) Частота – настолько низкая, что искажения – чисто гальванические, поэтому $[e]$ – вещественная, а магнитных искажений нет, $[Z^{3D}] = [e] [Z^{2D}]$.

Пропуская математический вывод, запишем выражение для азимута простираения или падения (различить их можно только по априорным данным) региональных 2D структур:

$$\alpha_R = \frac{1}{2} \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{Im}(Z_{yx} Z_{xx}^* + Z_{xy} Z_{yy}^*)}{\operatorname{Im}(Z_{xx} Z_{yy}^* + Z_{xy} Z_{yx}^*)}, \quad (2.28)$$

где звёздочка означает комплексное сопряжение. Далее, можно определить фазы компонент тензора $[Z]^{2D}$:

$$\arg Z_{yx}^{2D} = \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{Im}[Z_{xx}(\alpha) + Z_{yx}(\alpha)]}{\operatorname{Re}[Z_{xx}(\alpha) + Z_{yx}(\alpha)]}, \quad \arg Z_{xy}^{2D} = \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{Im}[Z_{xy}(\alpha) + Z_{yy}(\alpha)]}{\operatorname{Re}[Z_{xy}(\alpha) + Z_{yy}(\alpha)]}. \quad (2.29)$$

Критериями применимости метода Бара являются малая величина skew_B ($\operatorname{skew}_B < 0.1$, см. формулы 2.24) и большая величина $\Delta = |\arg Z_{yx}^{2D} - \arg Z_{xy}^{2D}|$ ($\Delta > 10^0$).

В работе [Groom & Bailey, 1989] предложен метод декомпозиции, основанный на тех же допущениях, что и метод Бара. Её авторы разложили матрицу $[e]$ на 3, отвечающие искажениям тензора импеданса, аналогичным эффектам поворота, сдвига и анизотропии:

$$[e] = g \cdot [T] \cdot [S] \cdot [A], \text{ где } [T] = \frac{1}{\sqrt{1+t^2}} \begin{bmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{bmatrix}, [S] = \frac{1}{\sqrt{1+s^2}} \begin{bmatrix} 1 & s \\ s & 1 \end{bmatrix}, [A] = \frac{1}{\sqrt{1+a^2}} \begin{bmatrix} 1+a & 0 \\ 0 & 1-a \end{bmatrix}.$$

Авторы работы [Caldwell et al., 2004] предложили «метод фазового тензора». Его принципиальное отличие – отсутствие требования к двумерности регионального разреза. Запишем $[Z^{3D}] = [e] \cdot [Z^R]$, откуда $[\operatorname{Re} Z^{3D}] = [e] \cdot [\operatorname{Re} Z^R]$ и $[\operatorname{Im} Z^{3D}] = [e] \cdot [\operatorname{Im} Z^R]$. Введём вещественный тензор $[\Phi] = [\operatorname{Im} Z^{3D}] / [\operatorname{Re} Z^{3D}]$. Тогда:

$$[\Phi] = \frac{[\operatorname{Im} Z^{3D}]}{[\operatorname{Re} Z^{3D}]} = \frac{[e] [\operatorname{Im} Z^R]}{[e] [\operatorname{Re} Z^R]} = \frac{[\operatorname{Im} Z^R]}{[\operatorname{Re} Z^R]} = \begin{bmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{bmatrix}. \quad (2.30)$$

Фазовый тензор связан только с региональной составляющей тензора импеданса.

2.5.4. Анализ матрицы Визе-Паркинсона

Матрица Визе-Паркинсона $[W]$ связывает горизонтальное и вертикальное магнитное поле (формула 1.2) [Wiese, 1962; Parkinson, 1959]. При вращении системы координат на угол α её компоненты меняются по формулам [Бердичевский, 1968]:

$$W_{zx}(\alpha) = +W_{zx} \cos(\alpha) + W_{zy} \sin(\alpha), \quad (2.31)$$

$$W_{zy}(\alpha) = -W_{zx} \sin(\alpha) + W_{zy} \cos(\alpha).$$

Можно построить полярные диаграммы $|W_{zx}|$ (рис. 2.7). Они, в отличие от импедансных, различают падение и простирание структур, и ориентированы вкрест простирания. В 2D среде диаграммы имеют форму восьмёрки, в 3D среде чаще всего они приобретают более или менее широкую «талию».

Как уже отмечалось, наиболее распространенный способ графического представления матрицы $[W]$ – индукционные стрелки (рис. 2.7):

$$\text{Re}W = \text{Re}W_{zx} \bar{I}_x + \text{Re}W_{zy} \bar{I}_y, \quad \text{Im}W = \text{Im}W_{zx} \bar{I}_x + \text{Im}W_{zy} \bar{I}_y. \quad (2.32)$$

В конвенции Визе вещественные стрелки направлены от проводников, а в конвенции Паркинсона – наоборот. В 2D средах вещественные и мнимые стрелки коллинеарны, в 3D средах – чаще всего нет.

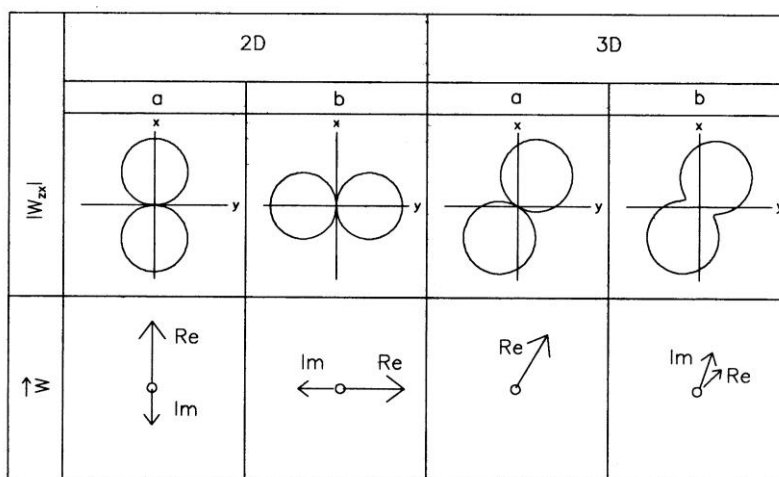


Рис. 2.7. Примеры полярных диаграмм $|W_{zx}|$ и индукционных стрелок в 2D и 3D средах [Berdichevsky & Dmitriev, 2002].

Оценить размерность среды можно также по значениям нормы матрицы $\|W\|$ и MB параметра асимметрии skew_{MV} :

$$\|W\| = \sqrt{|W_{zx}|^2 + |W_{zy}|^2}, \quad \text{skew}_{MV} = \sqrt{\frac{\text{Re}W_{zx} \cdot \text{Im}W_{zy} - \text{Re}W_{zy} \cdot \text{Im}W_{zx}}{\text{Re}W_{zx} \cdot \text{Im}W_{zx} + \text{Re}W_{zy} \cdot \text{Im}W_{zy}}}. \quad (2.33)$$

В 1D среде $\|W\| = 0$, в 2D среде $\text{skew}_{MV} = 0$.

Напомним, что важнейшее преимущество матрицы $[W]$ по сравнению с тензором $[Z]$ обусловлено тем, что с понижением частоты магнитное поле освобождается от влияния приповерхностных неоднородностей.

2.6. Двухмерная интерпретация магнитотеллурических данных

2.6.1. Решение прямых 2D задач

Обратные задачи чаще всего решаются методом подбора. Поэтому для решения обратных задач прежде всего необходимо уметь решать прямые. Для этого существуют два основных математических метода:

- Метод интегральных уравнений (позволяет составлять малые сетки в случае небольших аномальных тел, задаётся единый 1D фоновый разрез) [Дмитриев, 1969];
- Метод дифференциальных уравнений (используются большие сетки во всех случаях, 1D фоновые разрезы слева и справа могут различаться) [Jones & Pascoe, 1971].

Два первых уравнения Максвелла в квазистационарном приближении в декартовой системе координат (рис. 2.8) записываются в виде:

$$\begin{cases} \left(\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} \right) \bar{I}_x + \left(\frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial x} \right) \bar{I}_y + \left(\frac{\partial H_y}{\partial x} - \frac{\partial H_x}{\partial y} \right) \bar{I}_z = \sigma E_x \bar{I}_x + \sigma E_y \bar{I}_y + \sigma E_z \bar{I}_z \\ \left(\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} \right) \bar{I}_x + \left(\frac{\partial E_x}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial x} \right) \bar{I}_y + \left(\frac{\partial E_y}{\partial x} - \frac{\partial E_x}{\partial y} \right) \bar{I}_z = i\omega \mu_0 H_x \bar{I}_x + i\omega \mu_0 H_y \bar{I}_y + i\omega \mu_0 H_z \bar{I}_z \end{cases} \quad (2.34)$$

Поскольку рассматривается горизонтально-однородный плосковолновой источник, и среда не меняется вдоль оси y , то производные по y равны нулю. С учётом этого, запишем вместо двух векторных шесть скалярных уравнений, сгруппировав их в две системы:

$$\begin{cases} -\frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x \\ \frac{\partial H_y}{\partial x} = \sigma E_z \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} - \frac{\partial E_z}{\partial x} = i\omega \mu_0 H_y \end{cases} \quad \begin{cases} \frac{\partial H_x}{\partial z} - \frac{\partial H_z}{\partial x} = \sigma E_y \\ -\frac{\partial E_y}{\partial z} = i\omega \mu_0 H_x \\ \frac{\partial E_y}{\partial x} = i\omega \mu_0 H_z \end{cases} \quad (2.35)$$

Таким образом, поле распадается на две независимые части:

- H-поляризация или ТМ-мода (компоненты поля H_y , E_x , E_z , ток течёт поперёк структур, передаточная функция – поперечный импеданс $Z^\perp = E_x/H_y$);
- E-поляризация или ТЕ-мода (компоненты поля E_y , H_x , H_z , ток течёт вдоль структур, передаточные функции – продольный импеданс $Z^\parallel = E_y/H_x$, компоненты матриц $[W]$ и $[M]$ $W_{zx} = H_z/H_x$ и $M_{xx} = H_x/H_x^0$).

Численно достаточно вычислить компоненты H_y и E_y из уравнений:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{k^2} \frac{\partial H_y}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{k^2} \frac{\partial H_y}{\partial x} \right) + H_y = 0, \quad \frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 E_y}{\partial x^2} + k^2 E_y = 0, \quad (2.36)$$

после чего остальные компоненты находятся дифференцированием по формулам (2.35).

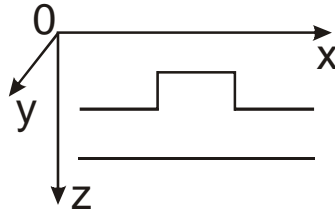


Рис. 2.8. Пример 2D среды.

2.6.2. Решение обратных 2D задач

Как и в 1D случае, 2D задачу можно свести к минимизации Тихоновского функционала (формула 2.18). При этом функционал невязки можно записать в виде:

$$\mu_D^2(A(\vec{m}), \vec{d}) = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K W_k \cdot [f_k^{\text{набл}} - f_k^{\text{мод}}]^2, \quad (2.37)$$

где K – число данных, W_k – весовые коэффициенты, f_k – наблюдаемые и модельные, зависящие от периода T и координаты x значения кажущихся сопротивлений, фаз импедансов, вещественной и мнимой частей компонент W_{zx} и M_{xx} : $\rho^\perp = |Z^\perp| / (\omega \mu_0)$, $\varphi^\perp = \arg(Z^\perp)$, $\rho^\parallel = |Z^\parallel| / (\omega \mu_0)$, $\varphi^\parallel = \arg(Z^\parallel)$, $\text{Re}(W_{zx})$, $\text{Im}(W_{zx})$, $\text{Re}(M_{xx})$, $\text{Im}(M_{xx})$. Также может выполняться инверсия компонент фазового тензора. Помимо параллельной инверсии компонент данных с различными весами, возможна их последовательная инверсия, этот вопрос будет подробно обсуждаться ниже.

Как и при 1D инверсии, существуют два основных подхода к построению стабилизатора: «сглаживающая инверсия» [Rodi et al., 1984] и «блочная инверсия» [Jupp & Vozoff, 1977]. В первом случае стабилизатор может вычисляться по формуле:

$$s(\vec{m}) = \frac{1}{(NX - 1)(NZ - 1)} \sum_{nx=1}^{NX-1} \sum_{nz=1}^{NZ-1} \left(\left| \frac{\lg \rho_{nx+1,nz} - \lg \rho_{nx,nz}}{x_{nx+1} - x_{nx}} \right| + \left| \frac{\lg \rho_{nx,nz+1} - \lg \rho_{nx,nz}}{z_{nz+1} - z_{nz}} \right| \right)^2, \quad (2.38)$$

где $NX * NZ$ – число ячеек, $\rho_{nx,nz}$ – сопротивление в ячейке с индексами nx и nz . «Блочный» стабилизатор может иметь следующий вид:

$$s(\vec{m}) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N V_n \cdot [\lg \rho_n^0 - \lg \rho_n]^2, \quad (2.39)$$

где N – число блоков, V_n и ρ_n^0 – вес и априорное значение сопротивления n -го блока.

2.6.3. Программное обеспечение для решения 2D задач

Программы для вычисления МТ поля в горизонтально-неоднородных средах разрабатывались с конца 1960-х – начала 1970-х годов, и позволили уже тогда начать создание теории искажений кривых МТЗ [Тихонов и Дмитриев, 1969]. Мощный импульс разработке программ решения прямых и обратных задач придало развитие вычислительной техники и появление персональных компьютеров в конце 1980-х – начале 1990-х годов.

Среди программ для решения прямых 2D задач МТЗ отметим основанную на методе интегральных уравнений программу Polar [Дмитриев и Позднякова, 1989], конечно-разностную программу TwoD [Brewitt-Taylor & Weaver, 1976] и использующую метод конечных элементов с возможностью создания треугольных ячеек программу 2DMod [Wanamaker et al, 1987].

Из программ инверсии выделим «сглаживающие» программы Occam2D [deGroot-Hedlin & Constable, 1990], D2InvNLCG2 [Rodi & Mackie, 2001] и REBOCC [Siripunvaraporn & Egbert, 2000], а также «блочные» программы П2DC [Варенцов, 2002] и IGF_MТ2D [Новожинский и Пушкарев, 2001] (в программу П2DC добавлена возможность оценки распределения сопротивления в «окнах сканирования»). В условиях ограниченных вычислительных ресурсов был эффективен квазиодномерный подход к решению обратной 2D задачи МТЗ: программы Quasi [Дмитриев и Новиков, 1989] и RRI [Smith & Booker, 1991].

Многообразие методов решения прямых и обратных задач, а также реализующих их программ, вызывает необходимость выявления их преимуществ и недостатков. Так, сравнение программ решения прямых 2D и 3D задач на ряде моделей проводилось в рамках международного проекта COMMEMI [Жданов и др., 1990]. Проект COPROD2 был посвящён сравнению программ решения обратной 2D задачи применительно к наблюдаемым данным [Jones, 1993]. В рамках проекта COPROD2S аналогичная задача решалась с использованием синтетических данных для двух геоэлектрических моделей [Varentsov, 1998].

Небольшое исследование эффективности двух «сглаживающих» и двух «блочных» программ было выполнено нами применительно к ряду моделей (рис. 2.9), включающих коровый проводник, приповерхностную неоднородность и проводящие разломы [Новожинский и Пушкарев, 2001]. Основной вывод заключался в том, что программы «сглаживающей» инверсии целесообразно использовать для выявления основных аномалий, а «блочной» - для интерактивной детализации геоэлектрического разреза, а также для «интерпретации в режиме проверки гипотез», направленной на выбор гипотезы о строении региона, обеспечивающей наилучшее совпадение модельных и наблюдаемых данных.

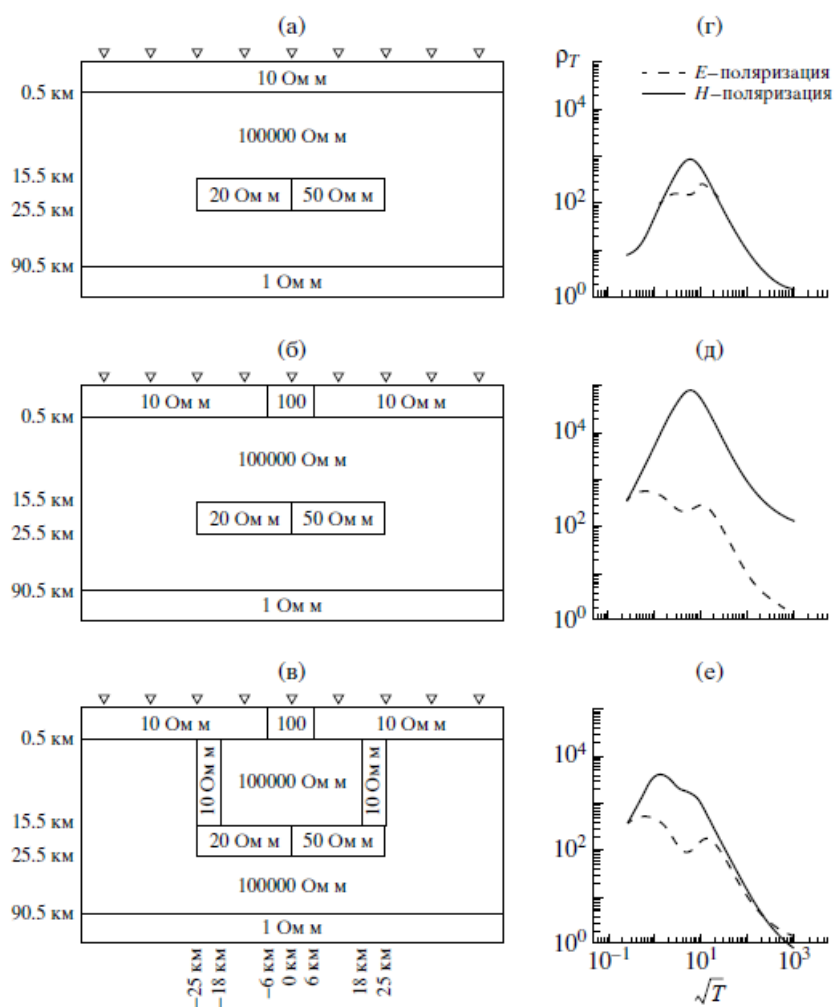


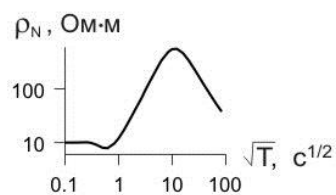
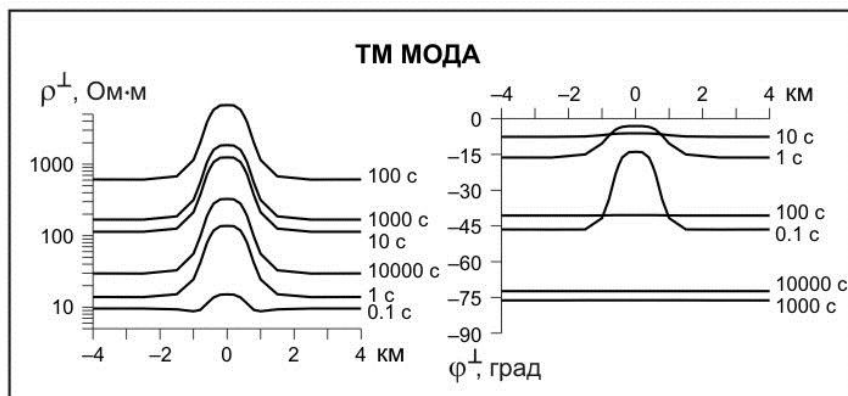
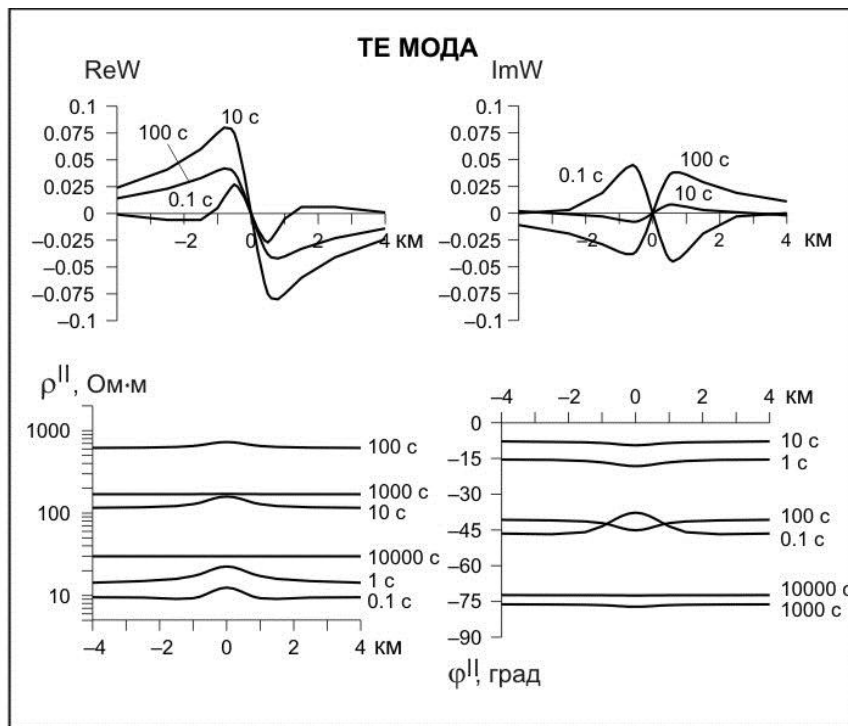
Рис. 2.9. Разрезы моделей (а-в) и кривые кажущегося сопротивления над их центрами (г-е) [Новожинский и Пушкарев, 2001].

2.6.4. Принцип информационной дополнительности

При 2D интерпретации МТ данных мы имеем дело с набором компонент, относящихся к двум поляризациям поля и обладающих разными:

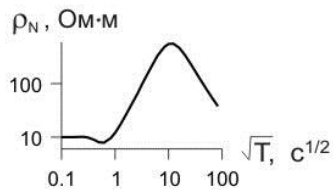
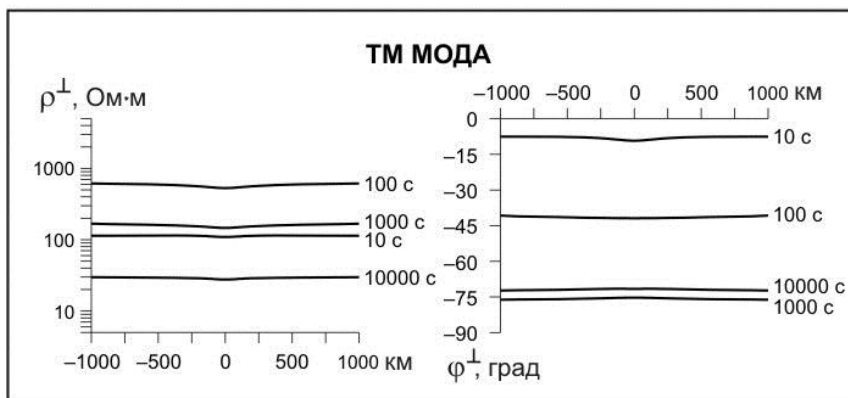
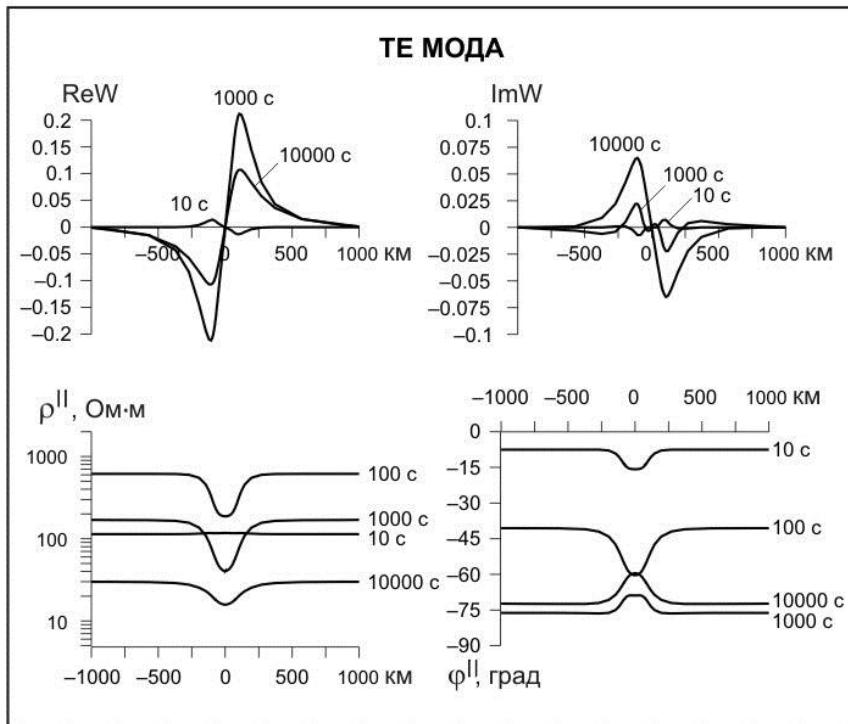
- чувствительностью к тем или иным геоэлектрическим структурам;
- устойчивостью к 2D аппроксимации реальных 3D структур.

Рассмотрим несколько примеров из работы [Бердичевский и Дмитриев, 2009]. На рис. 2.10 показаны графики компонент МТ данных, рассчитанных на профиле, пересекающем приповерхностную 2D структуру – горст в осадочном чехле. Он создаёт слабые аномалии в данных Е-поляризации (ТЕ моды) и заметно более яркие аномалии в данных Н-поляризации (ТМ моды). Аналогичный рисунок 2.11 показывает аномалии, возникающие над глубинной 2D структурой, имитирующей поднятие проводящей астеносферы. Ситуация меняется: аномалии в данных Е-поляризации гораздо интенсивнее, чем в данных Н-поляризации.



10 Ом·м	1 км	0.7 км	1 км
100000 Ом·м			19 км
5000 Ом·м			100 км
5 Ом·м			

Рис. 2.10. Чувствительность ТЕ и ТМ моды к приповерхностным структурам. Вверху: графики КС, фазы импеданса и типпера; параметр графиков: период T , с. Внизу: нормальная кривая КС и геоэлектрическая модель [Бердичевский и Дмитриев, 2009].



10 Ом·м	1 км
100000 Ом·м	19 км
5000 Ом·м	150 км
	75 км
5 Ом·м	100 км

Рис. 2.11. Чувствительность ТЕ и ТМ моды к глубинным структурам. Вверху: графики КС, фазы импеданса и типпера; параметр графиков: период T , с. Внизу: нормальная кривая КС и геоэлектрическая модель [Бердичевский и Дмитриев, 2009].

Следует отметить, что чувствительность существенно изменится при наличии проводящих разломов, соединяющих проводящие же слои и неоднородности [Бердичевский

и Куликов, 1994]. Так, для модели, представленной на рис. 2.11, повысится чувствительность к глубинному проводнику.

Перейдём к моделям 3D вытянутых структур. На рис. 2.12 представлена модель с вытянутой проводящей неоднородностью, впервые рассмотренная в работе [Wannamaker et al., 1984]. Квазипоперечная кривая, отвечающая этой 3D модели, близка к поперечной кривой для модели с бесконечно вытянутой (2D) структурой. В то же время соответствующие квазипродольная и продольная кривые резко отличаются. Этот пример показывает, что Н-поляризация более устойчива к 2D аппроксимации вытянутых проводящих структур.

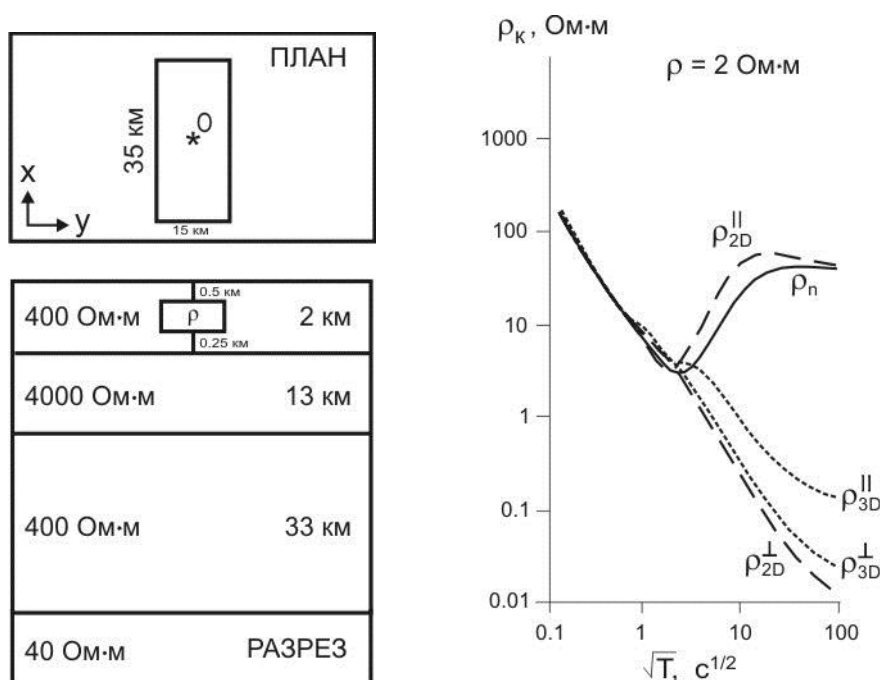


Рис. 2.12. Модель с проводящим включением в верхнем слое ($\rho = 2 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и кривые КС в центральной точке модели: сплошные линии – локально-нормальные кривые, длинный пунктир – продольные и поперечные 2D кривые, короткий пунктир – квазипродольные и квазипоперечные 3D кривые [Wannamaker et al., 1984; Бердичевский и Дмитриев, 2009].

Теперь рассмотрим модель с высокоомной вытянутой структурой (рис. 2.13). Поперечный ток стремится к её обтеканию, что приводит к существенному 3D искажению квазипоперечной кривой вблизи неоднородности. Квазипродольная же кривая здесь практически не искажена. Этот пример демонстрирует, что Е-поляризация более устойчива к 2D аппроксимации вытянутых высокоомных структур.

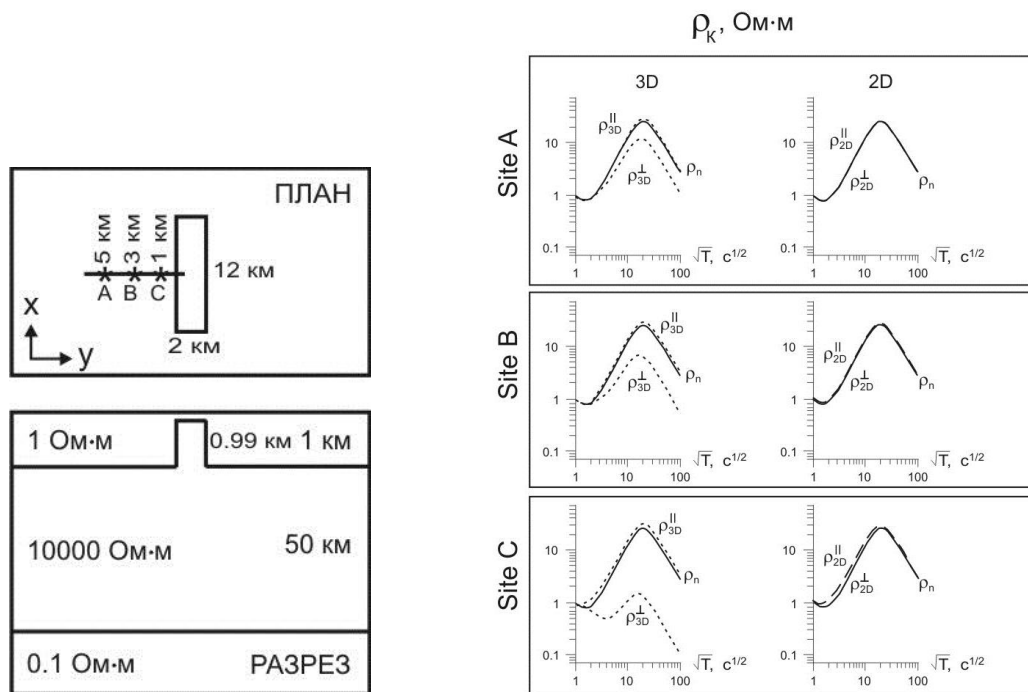


Рис. 2.13. Модель с высокоомным горстом в верхнем слое и кривые КС в точках А, В и С: сплошные линии – локально-нормальные кривые, длинный пунктир – продольные и поперечные 2D кривые, короткий пунктир – квазипродольные и квазипоперечные 3D кривые [Бердичевский и Дмитриев, 2009].

Приведённые примеры иллюстрируют «Принцип информационной дополнителности», сформулированный при обобщении большого опыта модельных и экспериментальных исследований [Бердичевский и др., 1997].

	ТМ-мода (Z^{\perp})	ТЕ-мода ($Z^{\parallel}, W_{zx}, M_{xx}$)
Чувствительность: - к приповерхностным неоднородностям - к глубинным неоднородностям - к интегральному сопротивлению литосферы	Выше Ниже Выше	Ниже Выше Ниже
Устойчивость к 2D аппроксимации: - проводящих структур - высокоомных структур	Выше Ниже	Ниже Выше

Таблица 2.1. Принцип информационной дополнителности.

В ЭМ зондированиях используется два вида эффектов: гальванические и индукционные. Гальванические связаны с перетеканием токов через границы, в магнитотеллурике они возникают только в 2D средах в ТМ-моду и в 3D средах.

Индукционные эффекты связаны с возникновением токов в проводниках за счет ЭМ индукции, они возникают во всех средах, в том числе в 1D и в 2D в ТЕ-моды (токи текут вдоль границ). Гальванические эффекты действуют, начиная с некоторого периода и вплоть до постоянного тока, индукционные проявляются в ограниченном диапазоне частот.

Зачастую гальванические искажения проявляются ярче, чем индукционные, главным образом – в виде больших статических смещений низкочастотных ветвей амплитудных кривых МТЗ. Кроме того, они не могут быть учтены в ТЕ-моды. На этом основании американские геофизики предложили стратегию 2D интерпретации, основанную на приоритете ТМ-моды (квазипоперечных кажущихся сопротивлений ρ^{\perp} и фаз импеданса φ^{\perp}) [Wannamaker et al., 1989].

Российские геофизики высказали иную позицию, что наиболее полную и надёжную информацию даёт бимодальная инверсия, использующая обе моды (ТМ и ТЕ) [Berdichevsky et al., 1998]. При этом, однако, зачастую приходилось уменьшать вес квазипродольных кажущихся сопротивлений ρ^{\parallel} , основывая инверсию ТЕ-моды в первую очередь на фазах продольного импеданса φ^{\parallel} .

Острота дискуссии и проблемы уменьшилась при активном переходе при 2D инверсии к использованию компонент магнитных передаточных матриц W_{zx} и M_{xx} , «представителей ТЕ-моды», которые с понижением частоты освобождаются от влияния приповерхностных неоднородностей. Некоторое время не было чёткого понимания, несут ли они информацию о вмещающем слоистом разрезе, пока В.И. Дмитриев не доказал для них теорему единственности решения обратной задачи [Бердичевский и др., 2000].

2.6.5. 2D инверсия синтетических данных над впадиной

Рассмотрим часто встречающийся случай, когда профиль, ориентированный вкост вытянутых глубинных структур, пересекает осадочную впадину, которая может быть как вытянута, так и существенно ограничена по простиранию [Пушкарев и Татарова, 2003].

Геоэлектрическая модель включает низкоомный осадочный чехол, высокоомную земную кору и проводящую мантию (рис. 2.14). Кроме того, в верхней части разреза присутствует низкоомная неоднородность (осадочная впадина), а в земной коре – две неоднородности (коровые проводники). Для этой модели была решена 2D прямая задача, и в полученные данные внесён шум с нормальным распределением.

2D инверсия синтетических данных выполнялась по программе REBOCC [Siripunvaraporn & Egbert, 2000], использовались по-отдельности поперечный импеданс,

продольный импеданс и типпер. Было рассмотрено два варианта априорной модели – однородное полупространство и фоновый слоистый разрез, почти всегда в последнем случае результат был ближе к истинному. Невязки в большинстве случаев отвечали уровню шума.

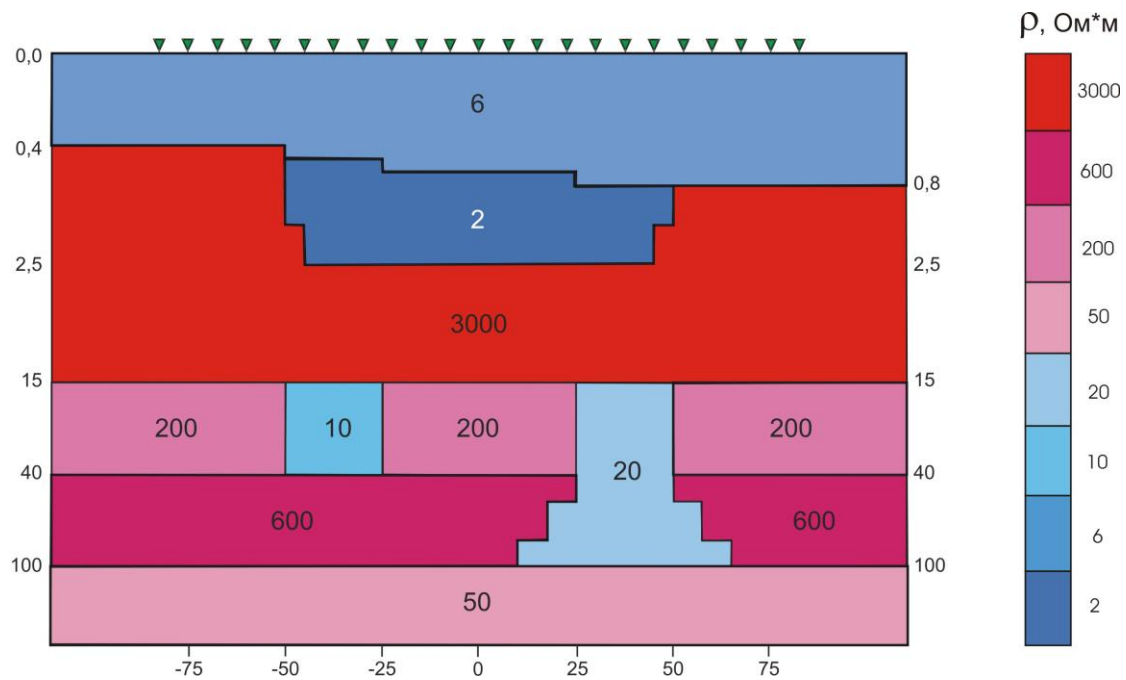


Рис. 2.14. Геоэлектрическая модель с осадочной впадиной и двумя коровыми проводниками.

Вначале использовались МТ-данные, отвечающие 2D впадине. Особенностью полученной при инверсии поперечного импеданса модели стало отсутствие коровых проводящих областей (за счет экранирования высокоомными вмещающими породами). По продольному импедансу эти неоднородности выделились, однако оказались соединены с осадочным чехлом (из-за низкой чувствительности продольного импеданса к степени гальванической связи структур). Типпер также позволил выявить коровые аномалии, но несколько исказил фоновый разрез.

Далее инвертировались данные, полученные для модели со впадиной, ограниченной по простиранию. При переходе к 3D впадине квазипоперечный импеданс и полученная в ходе его инверсии модель изменились слабо (рис. 2.15). Существенные искажения претерпел менее устойчивый к 2D аппроксимации проводящих структур квазипродольный импеданс. В результате его инверсии под впадиной образовалась ложная глубинная проводящая зона, на фоне которой стали не видны коровые аномалии. Аналогичная модель получена и при инверсии только фазы квазипродольного импеданса. Наиболее близкий к истине результат обеспечил типпер – при переходе к 3D впадине коровые аномалии выделились по-прежнему хорошо, хотя структура самой впадины восстановилась хуже (рис. 2.16).

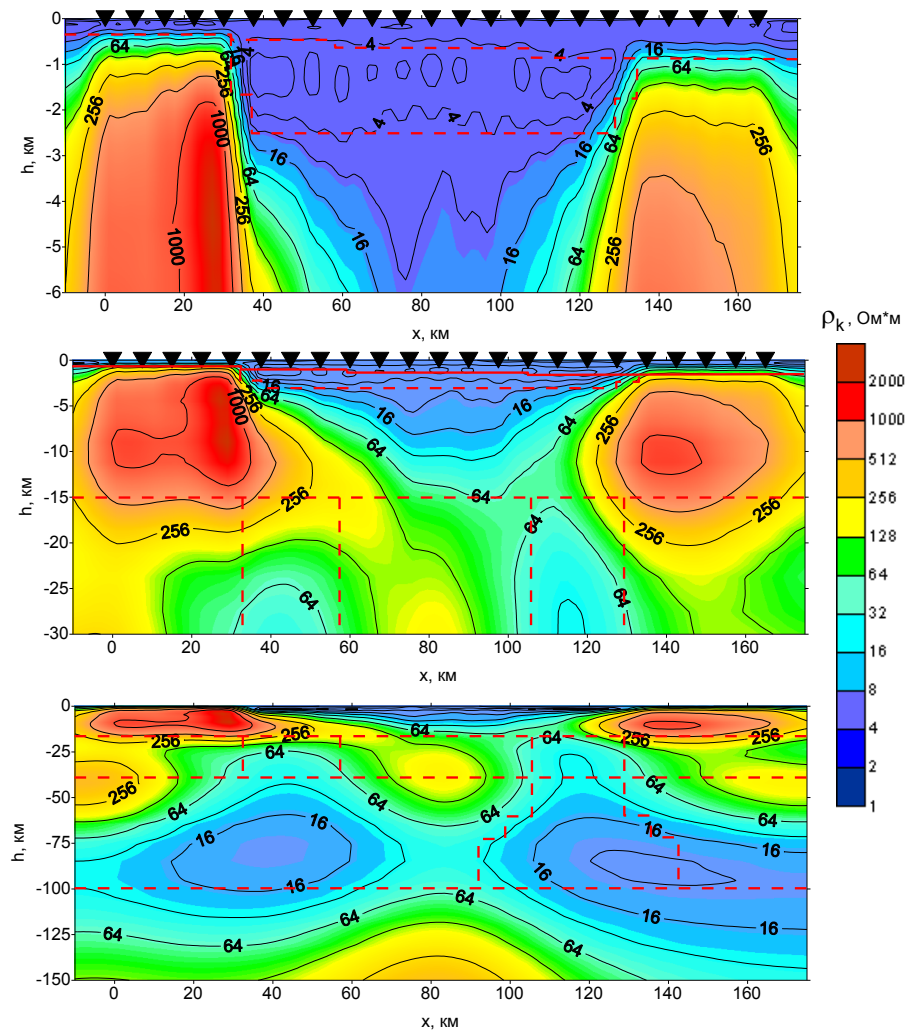


Рис. 2.15. Результат 2D инверсии поперечного импеданса для модели с 3D впадиной. Геоэлектрические разрезы до глубины 6, 30 и 150 км. Красный пунктир – истинное положение границ [Пушкарев и Татарова, 2003].

Таким образом, при 2D инверсии в рассмотренной ситуации наилучший результат обеспечивает использование квазипоперечного импеданса для изучения верхней части разреза и типпера – для выделения глубинных проводящих неоднородностей.

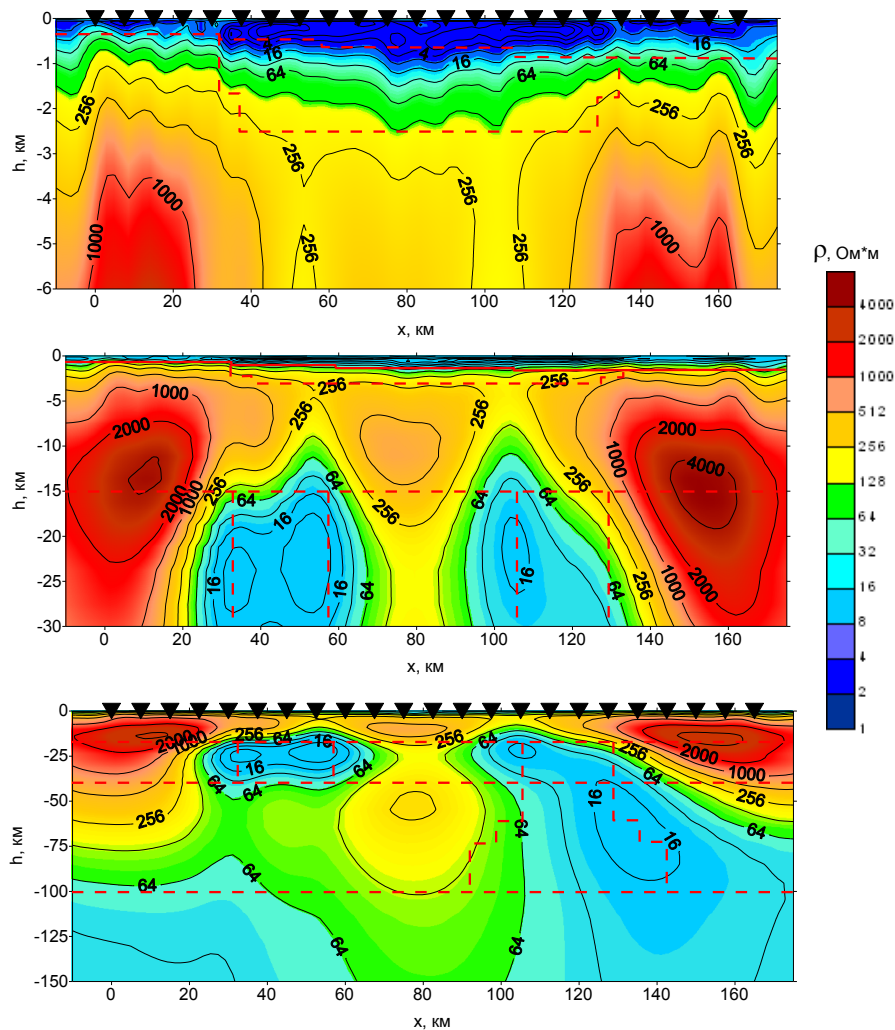


Рис. 2.16. Результат 2D инверсии типпера для модели с 3D впадиной. Геоэлектрические разрезы до глубины 6, 30 и 150 км. Красный пунктир – истинное положение границ [Пушкарев и Татарова, 2003].

2.6.6. Оценка влияния анизотропии глубинных проводящих зон

В заключение этого раздела коротко остановимся на возможности магнитотеллурики распознать анизотропию в коровых и мантийных проводящих зонах. Часто полагается, что устойчивое различие главных значений тензора импеданса, наблюдаемое в обширной области, говорит в пользу анизотропии среды [Bahr & Duba, 2000]. Выполненное нами 2D моделирование показало, что для относительно узких анизотропных проводников, перекрытых высокоомными породами литосферы, кривые МТЗ практически совпадают с кривыми, отвечающими изотропным моделям с теми же интегральными проводимостями структур [Berdichevsky & Pushkarev, 2006]. Пример для модели коровой зоны с горизонтальной анизотропией приведён на рис. 2.17.

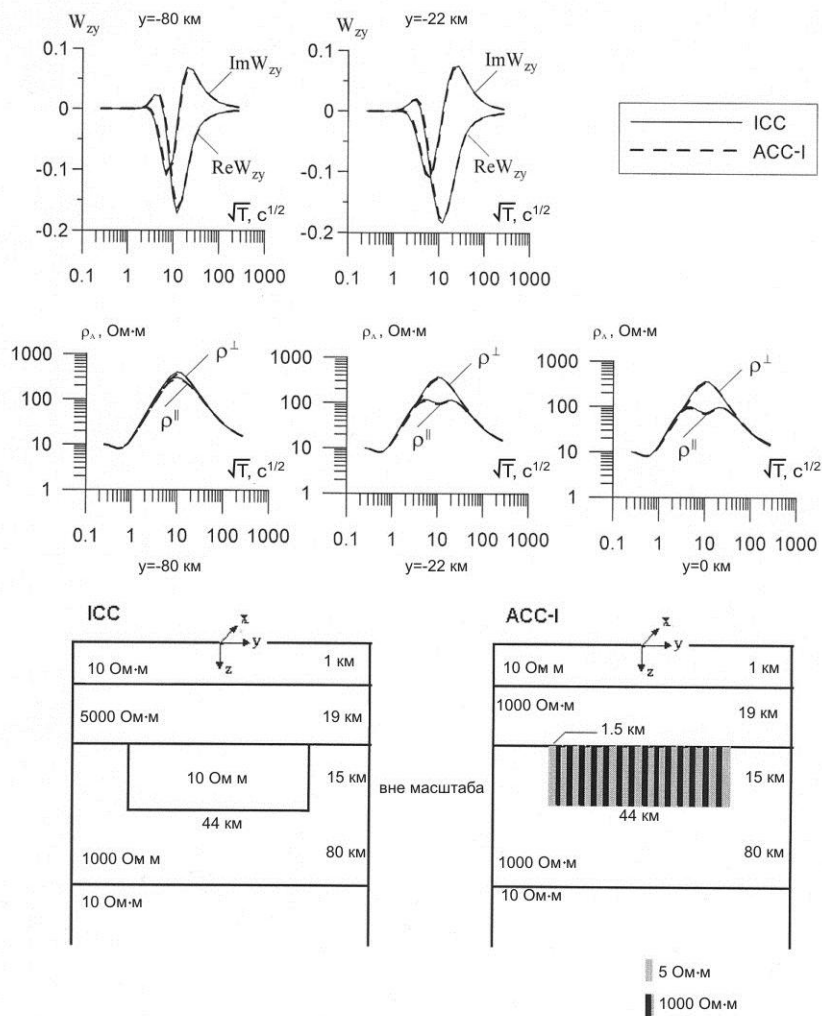


Рис. 2.17. 2D геоэлектрические модели с изотропным коровым проводником ICC и горизонтально-анизотропным коровым проводником ACC-I (внизу), соответствующие кривые вещественной и мнимой частей типпера, продольного и поперечного кажущегося сопротивления в точках в 80, 22 и 0 км относительно центра модели [Berdichevsky & Pushkarev, 2006].

Для TE моды такой результат объясняется тем, что продольные токи индуцируются в анизотропном и изотропном проводниках аналогичным образом. Что же касается TM моды, то, как было показано выше, её информативность по отношению к глубинным проводникам понижена. Однако при наличии обширной проводящей зоны в тектонически активном регионе с умеренным сопротивлением вышележащих пород перед магнитотеллурикой открываются благоприятные перспективы оценки анизотропии глубинных проводников.

2.7. Трёхмерная интерпретация магнитотеллурических данных

2.7.1. Решение прямых 3D задач

Обратные 3D задачи ЭМ зондирований чаще всего решаются методом подбора. При этом для решения прямых задач используются упомянутые применительно к 2D задачам численные методы интегральных и дифференциальных уравнений.

В кусочно-однородной среде для случая гармонического поля с круговой частотой ω комплексные амплитуды компонент электрического и магнитного полей \vec{E} и \vec{H} подчиняются уравнениям Максвелла в следующей формулировке [Альпин, 1966]:

$$\left. \begin{aligned} \operatorname{rot} \vec{H} &= \sigma^* \vec{E} + \vec{j}^{\text{ct}} \\ \operatorname{rot} \vec{E} &= i\omega \mu \vec{H} \\ \operatorname{div} \vec{H} &= 0 \\ \operatorname{div} \vec{E} &= (q^{\text{свб}} + q^{\text{ct}})/\varepsilon \end{aligned} \right\}, \quad (2.40)$$

где комплексная электропроводность $\sigma^* = \sigma - i\omega \varepsilon$, $q^{\text{свб}}$ и q^{ct} – плотности свободных и сторонних зарядов, \vec{j}^{ct} – плотность стороннего тока. Для квазистационарного поля $\sigma^* = \sigma$ и $q^{\text{свб}} = 0$ (свободные заряды мгновенно релаксируют). На границах тангенциальные компоненты поля непрерывны: $[E_r]_S = 0$, $[H_r]_S = 0$.

Разделение уравнений Максвелла позволяет получить уравнения Гельмгольца для электрического и магнитного полей:

$$\begin{aligned} \Delta \vec{E} + k^2 \vec{E} &= \frac{\operatorname{grad} q^{\text{ct}}}{\varepsilon} - i\omega \mu \vec{j}^{\text{ct}}, \\ \Delta \vec{H} + k^2 \vec{H} &= -\operatorname{rot} \vec{j}^{\text{ct}}, \end{aligned} \quad (2.41)$$

где волновое число $k = \sqrt{\omega^2 \mu \varepsilon + i\omega \mu \sigma}$, $\operatorname{Re} k > 0$. В квазистационарной модели $k = \sqrt{i\omega \mu \sigma}$.

При решении прямой 3D задачи, как правило, одна составляющая поля (\vec{E} или \vec{H}) находится из уравнений Гельмгольца (2.41), а вторая затем вычисляется дифференцированием (ротированием) в соответствии с одним из первых двух уравнений Максвелла (2.40). Применительно к определению тензора импеданса $[Z]$ в магнитотеллурике необходимо решить задачу для двух поляризаций, что обеспечит 4 уравнения:

$$\begin{aligned} E_x^{(1)} &= Z_{xx} H_x^{(1)} + Z_{xy} H_y^{(1)}, \\ E_y^{(1)} &= Z_{yx} H_x^{(1)} + Z_{yy} H_y^{(1)}, \\ E_x^{(2)} &= Z_{xx} H_x^{(2)} + Z_{xy} H_y^{(2)}, \\ E_y^{(2)} &= Z_{yx} H_x^{(2)} + Z_{yy} H_y^{(2)}. \end{aligned} \quad (2.42)$$

Отсюда несложно выразить компоненты [Z]:

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= \frac{E_x^{(1)}H_y^{(2)} - E_x^{(2)}H_y^{(1)}}{H_x^{(1)}H_y^{(2)} - H_y^{(1)}H_x^{(2)}}, & Z_{xy} &= \frac{E_x^{(2)}H_x^{(1)} - E_x^{(1)}H_x^{(2)}}{H_x^{(1)}H_y^{(2)} - H_y^{(1)}H_x^{(2)}}, \\ Z_{yx} &= \frac{E_y^{(1)}H_y^{(2)} - E_y^{(2)}H_y^{(1)}}{H_x^{(1)}H_y^{(2)} - H_y^{(1)}H_x^{(2)}}, & Z_{yy} &= \frac{E_y^{(2)}H_x^{(1)} - E_y^{(1)}H_x^{(2)}}{H_x^{(1)}H_y^{(2)} - H_y^{(1)}H_x^{(2)}}. \end{aligned} \quad (2.43)$$

Теоретические основы 3D моделирования ЭМ полей были заложены в основном в 1970-е годы [Дмитриев, 1969; Hohmann, 1975; Jones & Pascoe, 1971; Pridmore et al., 1981]. Важные результаты были получены с помощью «плёночного» моделирования, при котором один-два слоя в слоистом разрезе заменяются плоскостями с неоднородными значениями продольной проводимости, этот подход был реализован в программах [Vasseur & Weidelt, 1977; Зингер и Файнберг, 1985]. Из программ объёмного моделирования отметим сыгравшие большую роль и до сих пор широко используемые программы для всех ЭМ зондирований [Друскин и Книжнерман, 1988] и для магнитотеллурики [Mackie et al., 1993].

2.7.2. Решение обратных 3D задач

Решение обратной 3D задачи МТЗ, как и в 2D случае, можно свести к минимизации Тихоновского функционала, включающего функционал невязки и стабилизатор. Функционал невязки вычисляется по формуле (2.37), в качестве данных при этом могут выступать по 4 компоненты матриц [Z] и [M], а также 2 компоненты матрицы [W] (всего десять компонент по сравнению с четырьмя при 2D инверсии и одной при 1D инверсии).

Большинство программ для 3D инверсии МТ данных используют принцип сглаживающей инверсии, в некоторых применяется фокусирующий функционал, возможны также блочная инверсия и другие подходы. Сглаживающий функционал может вычисляться по формуле (2.38) с добавлением соответствующей у-координате части, при блочной инверсии можно использовать функционал (2.39).

В 2000-х годах развитие вычислительных возможностей позволило эффективно применять программы для 3D инверсии, среди которого упомянем следующее:

- три широко применяемые программы для сглаживающей 3D инверсии МТ данных [Mackie & Madden, 1993; Siripunvaraporn et al., 2005a; Egbert & Kelbert, 2012];
- комплекс программ для инверсии МТ и других ЭМ данных, включая морскую и аэро-электроразведку [Zhdanov et al., 2010, 2011, 2013];
- программы статистической и нейросетевой инверсии ЭМ данных [Спичак, 2003а, 2003б];
- программы инверсии обсерваторских и спутниковых МВ данных [Kuvshinov & Semenov, 2012; Püthe & Kuvshinov, 2014].

2.7.3. 3D инверсия данных, рассчитанных на одиночном профиле

Для выполнения 3D инверсии МТ данных желательно использовать площадной набор данных. Однако зондирования нередко выполняются по одиночным или удаленным друг от друга профилям. За счёт большого объема данных, например, дополнительных компонент тензора [Z], несущих информацию об асимметрии среды по отношению к линии профиля, удаётся неплохо восстанавливать простые геоэлектрические модели (проводящая призма в полупространстве) по данным профиля в окружающей его полосе [Siripunvaraporn et al., 2005b]. Однако, едва ли можно ожидать того же в более сложных ситуациях, поскольку число искомых параметров модели при переходе от 2D к 3D инверсии, в зависимости от параметризации, может возрасти на 1-2 порядка (резко расширяется область эквивалентных решений обратной задачи). Очевидным способом борьбы с это проблемой является поиск решений в заранее выбранном узком классе геоэлектрических моделей.

М.Н. Бердичевским и В.И. Дмитриевым в конце 2000-х годов была предложена методика анализа и инверсии МТ-данных, названная ими «боковым зондированием» и нацеленная на построение геоэлектрической модели в более или менее широкой полосе, охватывающей профиль наблюдений. При этом на первом этапе применяются методы анализа МТ-данных, а также выполняются 1D или 2D инверсия. В результате восстанавливается фоновый разрез, локализуются неоднородности, и оценивается глубина их залегания. На этой основе, на втором этапе, строится стартовая 3D геоэлектрическая модель, которая затем уточняется с помощью программы 3D инверсии.

Рассмотрим две геоэлектрические модели, на рисунках 2.18 и 2.20 представлен их срез плоскостями $y = 0$, $x = 100$, $z = 100$ м [Иванов и Пушкарев, 2010, 1012]. Обе модели включают трёхслойный фоновый разрез с высокоомным промежуточным слоем, в котором располагаются проводящие аномалии. Модель «3» (рис. 2.17) включает три прямоугольные призмы. Профиль наблюдений проходит над центром первой призмы и над краем второй, а третья остаётся в стороне от профиля. Модель «7» (рис. 2.19) включает протяжённую вертикальную зону, профиль вначале параллелен ей, а затем дважды пересекает под углами 45 и 90 градусов. Тем самым мы имитируем ситуацию, когда в высокоомных скальных породах существуют изменённые или трещиноватые зоны.

На синтетических данных, рассчитанных для этих моделей, была опробована методика «бокового зондирования». Выяснилось, что для обеих моделей успех 3D инверсии зависит в основном от включения в стартовую модель слоистого фонового разреза. Присутствие в стартовых моделях аномальных тел слабо влияло на результат.

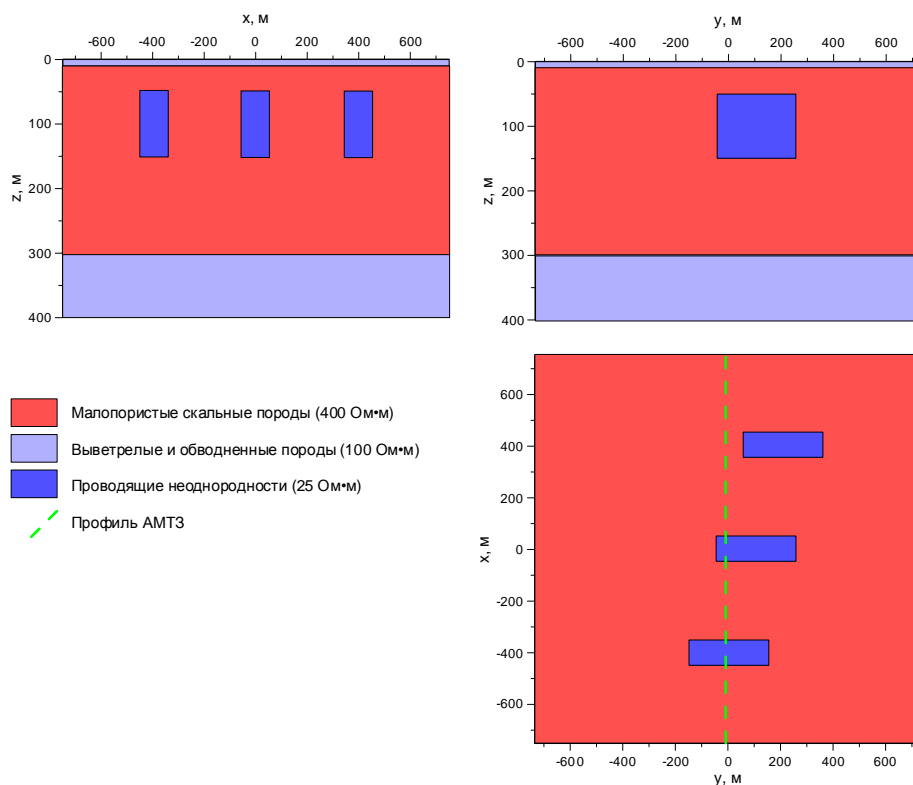


Рис. 2.18. Схема геоэлектрической модели с локальными неоднородностями: разрезы по плоскостям $y=100$ м и $x=0$ и карта на глубине $z=100$ м [Иванов и Пушкарев, 2010].

На рисунках 2.19 и 2.21 представлены результаты 3D инверсии по программе [Siripunvaraporn et al., 2015a]: геоэлектрические разрезы вдоль профиля и карты сопротивления на глубине 112,5 м. Стартовыми моделями служили однородное полупространство сопротивлением 400 Ом*м (ОПП) и истинный 1D фоновый разрез (ГСС). При использовании ОПП в качестве стартовой модели программа инверсии не смогла детально восстановить аномалии. С использованием ГСС в качестве стартовой модели были верно оценены положение и глубины всех трёх неоднородностей модели «3». В случае модели «7» также все три сегмента проводящей зоны были выявлены, хотя в наиболее удалённых от профиля частях наблюдаются отклонения от истинной модели.

Можно выделить два основных препятствия на пути перехода от 2D к 3D инверсии МТ-данных. Первое, очевидно, связано с ростом требуемых вычислительных ресурсов. Впрочем, даже мощности современных персональных компьютеров хватает для проведения 3D инверсии при использовании ограниченных сеток и наборов данных. Если же применять современные суперкомпьютеры, то можно выполнить инверсию представительного объёма данных и получить достаточно детальную геоэлектрическую модель.

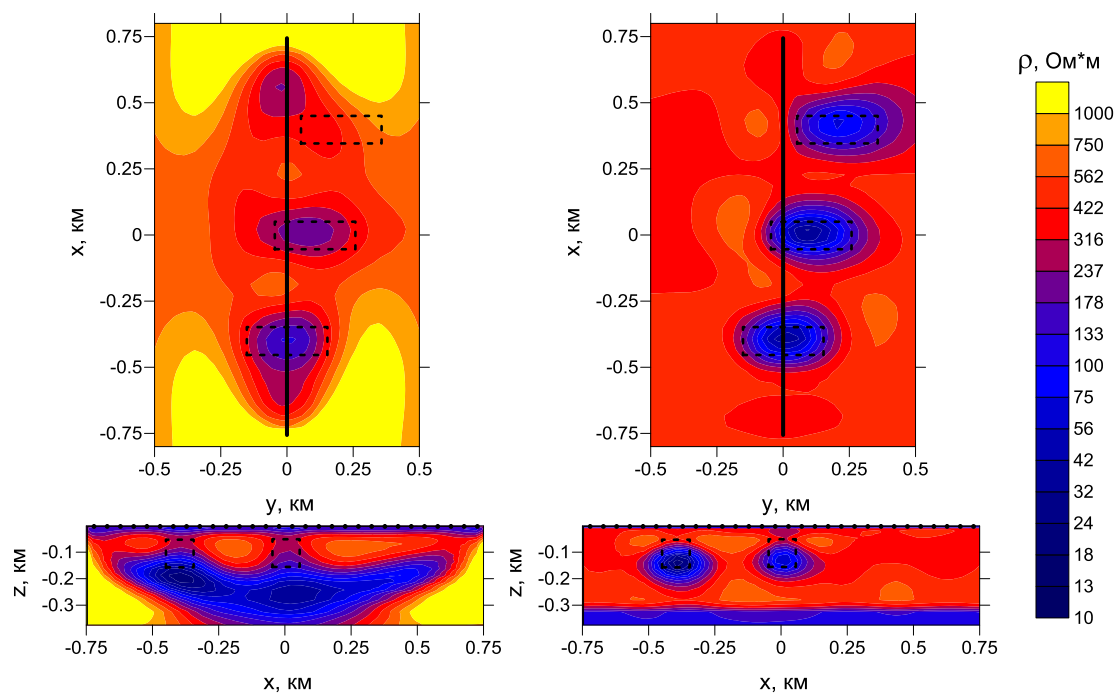


Рис. 2.19. Результаты 3D инверсии - карта сопротивления на глубине 112.5 м и разрез вдоль профиля (чёрная линия на карте). Стартовая модель - полупространство 400 Ом·м (слева) и фоновая трёхслойная среда (справа). Пунктиром показаны истинные положения призм [Иванов и Пушкарев, 2012].

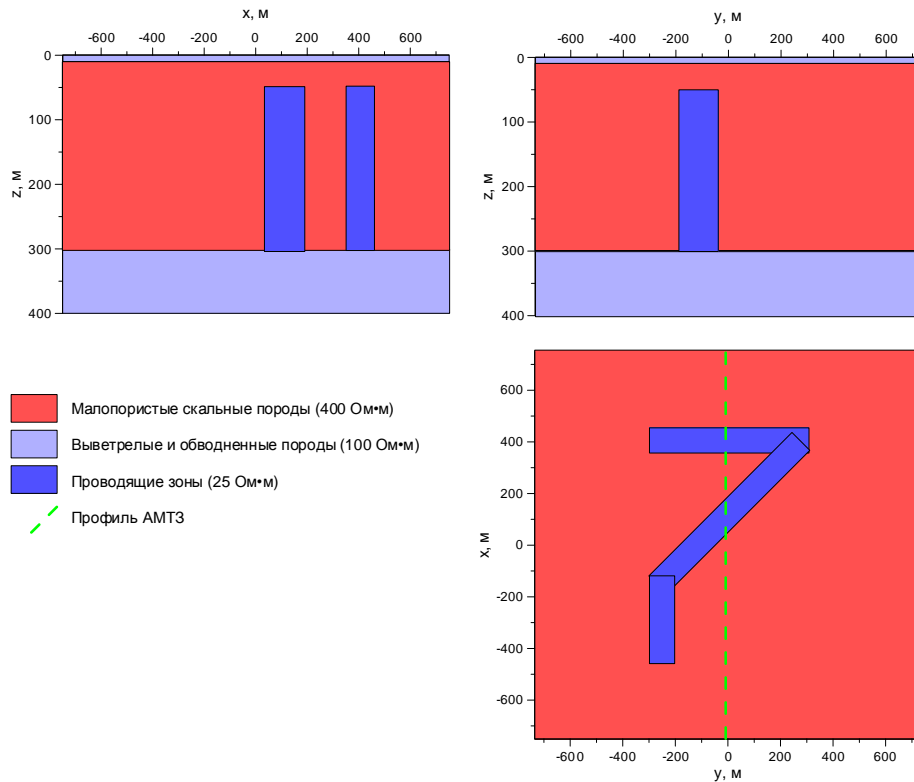


Рис. 2.20. Схема геоэлектрической модели с протяжённой аномальной зоной: разрезы по плоскостям $y=0$ и $x=0$ и карта на глубине $z=100$ м.

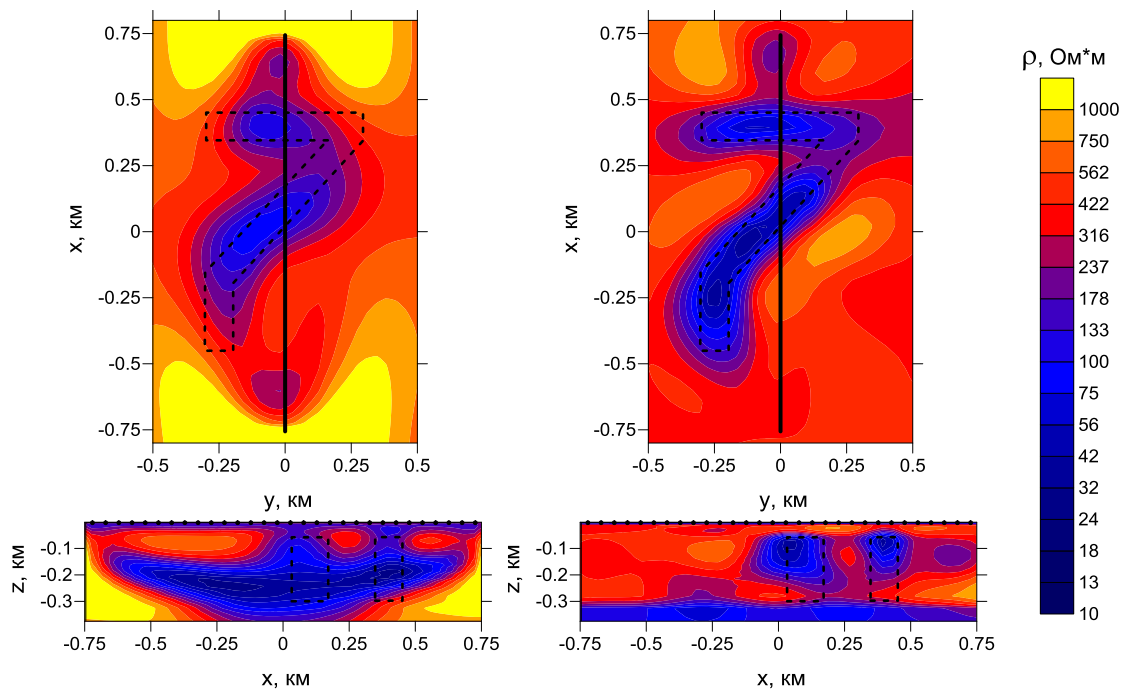


Рис. 2.21. Результаты 3D инверсии - карта сопротивления на глубине 112.5 м и разрез вдоль профиля (чёрная линия на карте). Стартовая модель - полупространство 400 Ом·м (слева) и фоновая трёхслойная среда (справа). Пунктиром показано истинное положение аномальной зоны.

Вторым препятствием является сложность использования площадных схем наблюдений (из-за увеличения стоимости работ и возможных неблагоприятных условий местности), наличие которых многие геофизики считают необходимым условием для успешного проведения 3D инверсии МТ-данных. Бесспорно, использование равномерных площадных сетей обеспечит наилучший результат. Но стоит ли жёстко увязывать систему наблюдений (профильная или площадная) с размерностью модели (2D или 3D)?

Приведённые результаты свидетельствуют, что для сред с простым геоэлектрическим строением (слоистый фоновый разрез с локальными включениями) 3D инверсия позволяет получить геоэлектрическую модель в полосе, охватывающей профиль наблюдения. При этом из-за широкого множества эквивалентных решений такой задачи важную роль играет выбор стартовой модели. Он должен делаться на основе результатов анализа тензора импеданса, матрицы Визе-Паркинсона и других функций отклика, а также априорной геолого-геофизической информации. В нашем случае успешный результат инверсии обеспечило использование в стартовой модели фонового слоистого разреза, который можно получить на этапе 1D и 2D инверсий. Таким образом, за счёт сужения класса эквивалентных моделей (поиска решения в окрестности выбранной стартовой модели) удаётся успешно выполнять 3D инверсию на основе МТ-данных, полученных на одиночном профиле.

2.8. Общий граф магнитотеллурических исследований

Подытоживая рассмотрение методов анализа и интерпретации МТ данных, рассмотрим их место в общей последовательности этапов МТ исследований (глубинных, разведочных, малоглубинных) (Рис. 2.22).

I. Проектирование исследований. Осуществляется сбор геолого-геофизической информации, составляются априорные модели, проводится математическое моделирование ожидаемых аномалий. Оценивается доступность точек наблюдения и уровень помех. В итоге выбирается оптимальная технология наблюдений.

II. Полевые наблюдения. Вначале проводятся регламентные работы по подготовке аппаратуры (калибровка, тест на идентичность и т.д.). Основную часть работ составляют измерения в рядовых точках. Результатом этапа является набор данных, представляющий собой наибольшую ценность, будь то научный эксперимент или производственные работы.

III. Обработка данных. На этом этапе происходит переход от временных рядов компонент поля в частотную область, к комплексным компонентам матриц $[Z]$, $[W]$, $[M]$, $[T]$, не зависящим от источника. Важной составляющей является подавление промышленных и других помех, с использованием синхронных записей и с помощью статистических методов.

IV. Анализ и интерпретация данных.

1). Оценка и подавление приповерхностных искажений. Применяются методы нормализации кривых, т.е. их смещения к определённому уровню, или методы декомпозиции данных, т.е. вычисления передаточных функций, устойчивых к приповерхностным искажениям.

2). Оценка размерности и простирания структур. Анализируются частотные разрезы инвариантных параметров, карты полярных и векторных диаграмм. Локализируются основные структуры, оценивается их вытянутость, для 2D инверсии необходимо определить простирание. В результате выбирается методика дальнейшей интерпретации данных.

3). Формирование набора инвертируемых компонент. Для 1D инверсии обычно выбирается инвариантная компонента Z_{ef} . Для 2D инверсии данные поворачиваются к главным направлениям, обычно средним по профилю, в этом случае положение точек наблюдения проецируется на профиль соответствующего азимута.

4). Составление априорной модели. Задается сетка по глубине и, в зависимости от выбранной размерности, по горизонтали. На основе имеющейся информации задаются априорные значения сопротивления. Если ВЧР характеризуется 1D строением, при 2D и 3D инверсии в априорную модель может быть включен результат 1D интерпретации по ВЧР.

5). Автоматическая инверсия данных. Строится геоэлектрическая модель, согласующаяся с наблюдаемыми данными и близкая к априорной модели. При этом часть параметров модели может быть жёстко или полужёстко закреплена. Чаще всего применяется сглаживающая инверсия, хотя применяются и другие виды стабилизации решения.

6). Интерактивная коррекция модели. При 1D интерпретации применяется широко и часто без предварительной автоматической инверсии, обеспечивая простой учёт априорной информации о глубинах залегания границ. При 2D и 3D трудоемка и применяется реже, но позволяет получить наглядную генерализованную модель для дальнейшего истолкования.

7). Оценка трёхмерных эффектов. Может выполняться на основе 3D моделирования в случае площадных исследований при использовании 1D и 2D методов инверсии. При профильных исследованиях и использовании 1D инверсии может осуществляться оценка двухмерных эффектов с помощью 2D моделирования.

8). Оценка чувствительности к элементам модели. Составляются варианты итоговой модели, из которых поочерёдно исключаются её ключевые элементы (их сопротивления заменяются на фоновые значения). По изменению невязок оценивается необходимость их включения в модель.

9). Физико-геологическое истолкование. Геоэлектрическая модель анализируется в комплексе с другой геолого-геофизической информацией совместно со специалистами в области решения поставленной геологической задачи. Делается заключение по решению этой задачи.

Вывод к главе 2. Достоверность и детальность результатов магнитотеллурики существенно зависят от методики интерпретации данных. Она должна включать в себя методы анализа данных для выявления в них основных аномалий и приповерхностных искажений, для оценки размерности среды и простираня структур, а также набор методов инверсии данных для разных размерностей и вариантов параметризации модели среды. Выбор методов инверсии осуществляется с учетом опыта интерпретатора на основе анализа данных и на основе априорных сведений о геологическом строении изучаемого района.

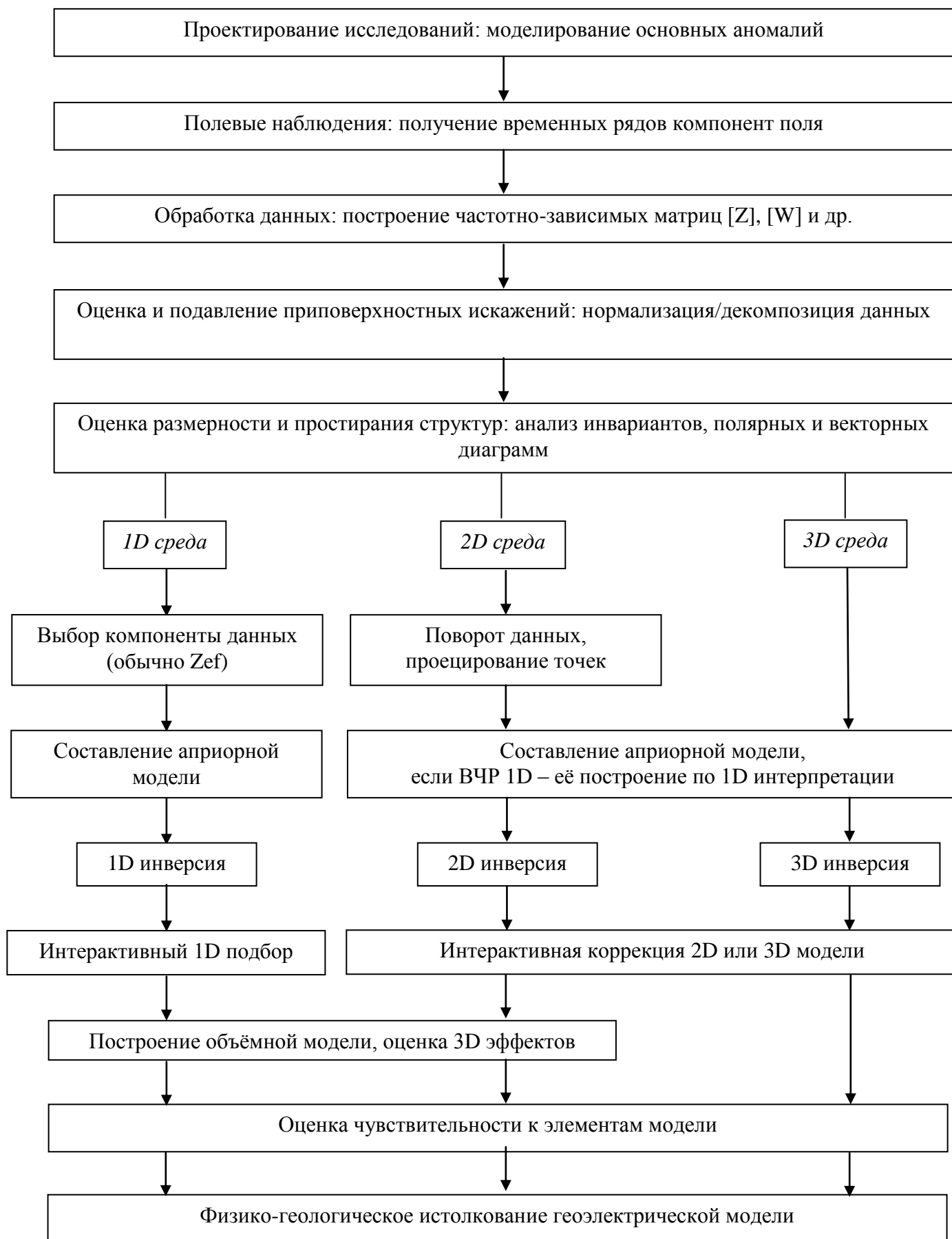


Рис. 2.22. Общий граф магнитотеллурических исследований

3. Некоторые результаты глубинных геоэлектрических исследований

Глубинные геоэлектрические исследования земной коры и верхней мантии дают уникальную информацию об их строении, о вещественном составе горных пород, флюидном и термальном режимах недр. Эти исследования позволили выявить в консолидированной земной коре проводящие аномалии, для объяснения природы которых привлекаются механизмы электронной проводимости (главным образом благодаря графиту) и ионной проводимости (вследствие флюидонасыщенности) [Жамалетдинов, 1996; Ваньян и Хайдман, 1996]. В мантии Земли, на фоне постепенного понижения удельного электрического сопротивления с глубиной, во многих регионах выделяется проводящий слой, связываемый с частичным плавлением горных пород (астеносфера) [Adam, 1980].

В этой главе мы рассмотрим некоторые результаты геоэлектрических исследований в регионах с различным тектоническим режимом, в которых автор принимал участие. Это древняя Восточно-Европейская платформа (ВЕП), в пределах которой находятся Барятинская и Ладожская коровые аномалии. Транс-Европейская шовная зона, разделяющая ВЕП и более молодые структуры Центральной Европы. Тянь-Шань и Гималаи, образовавшиеся в ходе коллизии континентальных литосферных плит. И Каскадная зона субдукции, где происходит погружение Тихоокеанской плиты под Северо-Американскую. Однако прежде остановимся на результатах исследования коровых аномалий в СССР.

3.1. Обобщённые результаты изучения коровых аномалий в СССР

Глубинные геоэлектрические исследования осуществлялись на большей части территории бывшего СССР. В них принимали участие крупнейшие научно-производственные геологические объединения, академические институты и ведущие вузы страны. Это позволило получить представление о глубинном геоэлектрическом разрезе различных территорий северной части Евразии.

Возникла необходимость обобщить накопленный опыт и систематизировать полученные результаты по электропроводности земной коры. В связи с этим по инициативе ведущих ученых страны и по поручению Мингео СССР в ГКНТ (Госкомитете по науке и технике) была создана рабочая программа: «Разработка модели распределения корового проводящего слоя на территории СССР по данным электромагнитных исследований». Головная организация – Геологический факультет МГУ, исполнители – ведущие вузы

страны, крупные научно-исследовательские институты Академии наук, а также научно-производственные объединения Мингео. Работу возглавлял Редсовет карты (председатель М.Н. Бердичевский, заместители - Л.Л. Ваньян, М.С. Жданов). В Редсовет вошли представители более 30 организаций. Работа планировалась на 1986-1995 гг. и должна была завершиться составлением геоэлектрических моделей земной коры Восточной Европы и Северной и Центральной Азии, карт и схем глубинного геоэлектрического районирования.

К 1991 году были собраны первичные материалы и проведен анализ собранного материала по 11 регионам (Северо-запад ВЕП, Воронежский кристаллический массив, Уральский регион, Прикаспийская впадина, Украинский щит с Прикарпатьем и Крымом, Восточно-Сибирский регион, Казахстан, Центральная часть Средней Азии, Центральная часть Тянь-Шаня, Камчатка, Сахалин). Однако после распада СССР работа над картой коровой электропроводности была свернута из-за отсутствия ассигнований. Ее удалось возобновить лишь в 1993 году в ограниченном объеме благодаря финансовой поддержке НППП «Нефтегеофизика». К 1995 году на Геологическом факультете МГУ под руководством М.Н. Бердичевского был составлен макет карты глубинной электропроводности России и сопредельных территорий и создана пояснительная записка к макету карты, составленная авторами фрагментов карты.

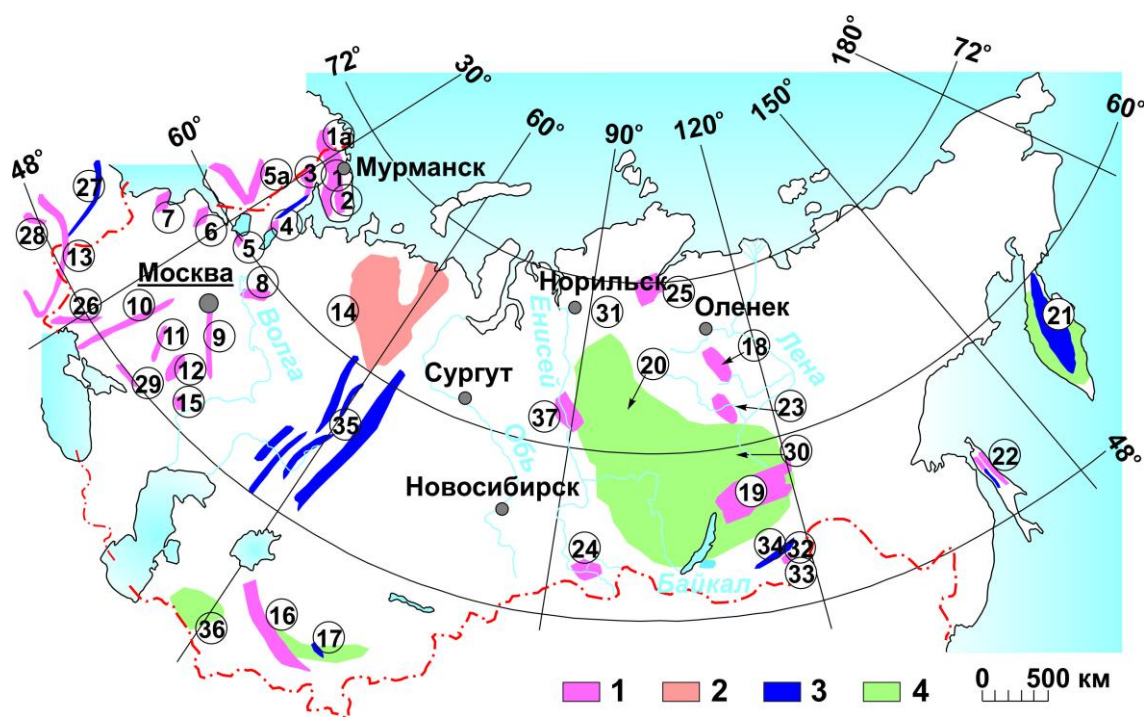


Рис. 3.1.

Схема коровых аномалий электропроводности на территории бывшего СССР

[Жамалетдинов, 1996]. Аномалии предположительно электропроводящей природы: 1 - линейные, 2 - площадные высокопроводящие зоны; аномалии предположительно флюидной природы: 3 - линейные, 4 - площадные проводящие зоны.

Схема аномалий коровой электропроводности, обобщающая накопленные данные, была составлена А.А. Жамалетдиновым (рис. 3.1). На ней отражён предположительный доминирующий механизм электропроводности (электропроводящий или ионопроводящий). Номерами (в кружках) обозначены аномалии: (1) Печенга-Варгузинская, (1а) Лапландская, (2) Кейвская, (3) Тикшеозерская, (4) Онежская, (5) Ладожская, (5а) Ботнийская, (6) Чудская, (7) Балтийская, (8) Вологодская, (9) Тамбовская, (10) Кировоградская, (11) Курская, (12) Воронцовская, (13) Карпатская, (14) Тимано-Печерская, (15) Фроловская, (16) Тянь-Шаньская, (17) Ферганская, (18) Анабарская, (19) Бодайбинская, (20) Сибирская, (21) Камчатская, (22) Сахалинская, (23) Вилюйская, (24) Минусинская, (25) Хатангская, (26) Измаил-Полтавская, (27) Северо-Германская, (28) Паннонская, (29) Донбасская, (30) Восточно-Сибирская, (31) Норильская, (32) Ундино-Балейская, (33) Курунзулайская, (34) Монголо-Охотская, (35) Уральская, (36) Копетдагская, (37) Тунгусская.

В настоящее время нами разрабатывается геоинформационная система на базе пакета программ ArcGis, включающая карту проводимости консолидированной земной коры Северной Евразии [Golubtsova et al., 2013; Слепых и др., 2016]. Помимо материалов, полученных в СССР [Голубцова и Пушкарев, 2012], в систему вводятся результаты более поздних работ, выполненных на геотраверсах и отдельных площадях, в том числе в слабо изученных ранее регионах Сибири, на Дальнем Востоке и Северо-Востоке России.

3.2. Барятинская коровая аномалия

Как видно из схемы коровых аномалий (рис. 3.1), больше всего их выделено в пределах ВЕП. Тому есть две причины: малая мощность осадков в пределах Балтийского щита, Украинского щита и Воронежской антеклизы, а также легкая доступность региона для проведения наблюдений. Низкие значения приповерхностной проводимости не оказывают экранирующего воздействия и позволяют изучать глубинные проводящие аномалии. Щиты и антеклизы являются своего рода «окнами», позволяющими заглянуть вглубь земли.

Барятинская (в ряде публикаций называемая Кирово-Барятинской или Кировоградско-Барятинской) аномалия была выявлена в северо-западной части Воронежской антеклизы. Севернее, на юго-западе Московской синеклизы, в 1992-м году заработала база геофизических практик МГУ в д. Александровка Юхновского района Калужской области [Хмелевской и др., 1999]. В конце 1990-х, в ходе расширения изучаемых на практиках площадей на юг, где суммарная продольная проводимость осадочного чехла уменьшается от более чем 200 См до менее чем 50 См, нами была обнаружена проводящая аномалия в консолидированной коре [Алексанова и др., 2010].

На рис. 2.3 показаны типичные амплитудная и фазовая кривые МТЗ, полученные в районе Барятинской аномалии электропроводности. Она проявляется в виде четкого минимума в правой части обеих кривых, грубая 1D интерпретация даёт глубину 15 км до кровли проводника. На рис. 3.2 показаны карты, построенные нами в результате интерпретации МТ данных, полученных в ходе практик, а также в ходе работ Геологического факультета МГУ начала 1990-х годов в районе Смоленской АЭС. Там, где мощность осадочного чехла уменьшается, и его проводимость понижается до 50 См, удаётся выделить коровый проводник с примерно такой же проводимостью.

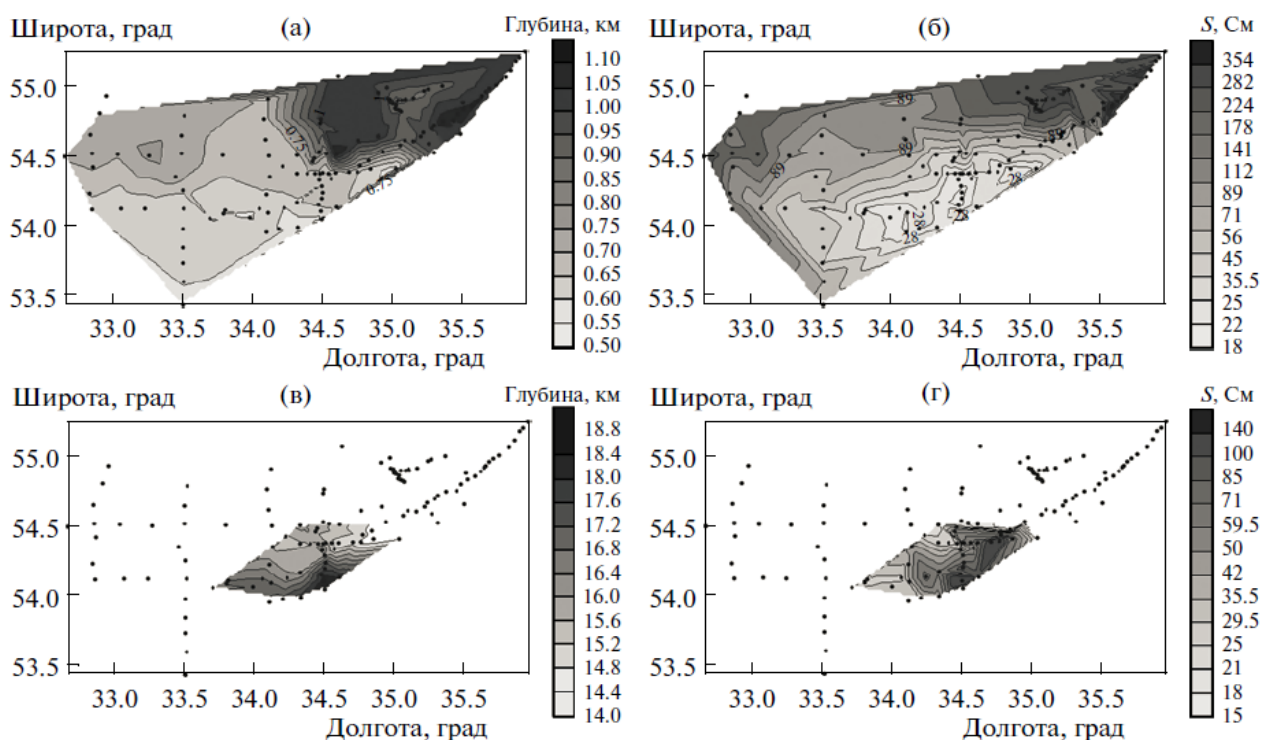


Рис. 3.2. Карты по результатам интерпретации МТ-данных: (а) глубина до фундамента; (б) суммарная проводимость осадочного чехла; (в) глубина до кровли аномалии электропроводности; (г) суммарная проводимость коровой аномалии [Алексанова и др., 2010].

Возникло предположение, что выявленная Барятинская аномалия представляет собой северное продолжение Кировоградской аномалии (№ 10 на рис. 3.1), хорошо изученной в Украине [Рокитянский и др., 1969; Баглаенко и др., 1996; Белявский и др., 2001;].

В 2006-м году по инициативе Ив.М. Варенцова (ЦГЭМИ ИФЗ РАН) начались работы в рамках проекта «Кировоград» [Варенцов и др., 2012]. В его рамках МТЗ выполняются по субширотным профилям на российской территории между Московской областью на севере и границей Украины на юге, границей Белоруссии на западе и электрифицированной железной дорогой (ЭЖД) «Москва-Курск-Харьков» на востоке. Измерения выполняются как с

разведочной аппаратурой MTU-5 (Phoenix Geophysics, Канада) с индукционными датчиками магнитного поля [Фох, 2001], так и, в тех же точках, с глубинными станциями LEMI-417M (ЛЦ ИКИ НАНУ и НКАУ, Украина) с феррозондовыми магнетометрами [Корепанов и Трегубенко, 2009]. На рис. 3.3 приведена схема точек наблюдения по состоянию на конец 2015-го года [Варенцов и др., 2015]. Число точек зондирования превысило 200 штук, не считая, выполненных в регионе ранее в рамках других проектов. В качестве базовых точек используются Александровская геофизическая обсерватория МГУ (Калужская область) и геомагнитная обсерватория Киев.

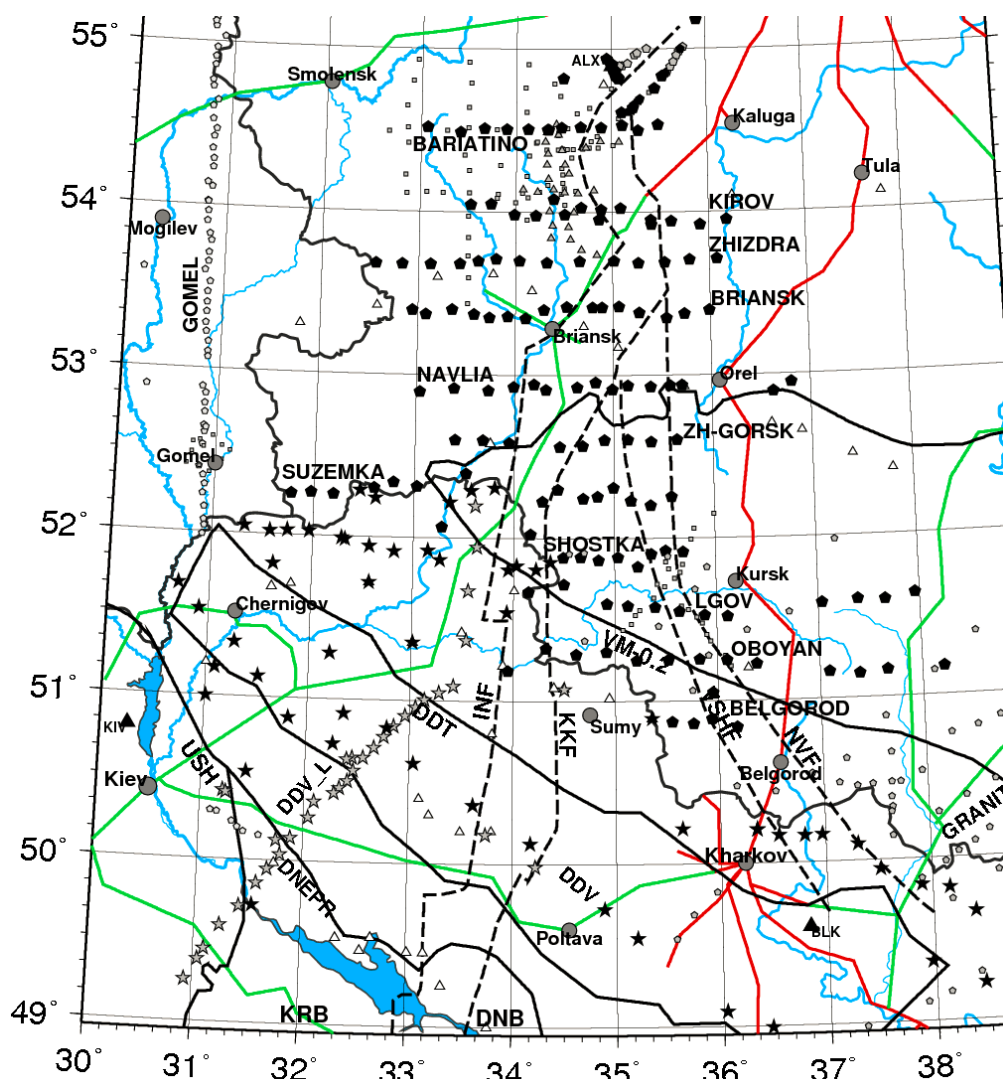


Рис. 3.3. Схема расположения точек МТЗ проекта «Кировоград» (чёрные пятиугольники).
 Линии: чёрные – границы государств и тектонические границы, синие – реки, красные –
 ЭЖД постоянного, зелёные – переменного тока [Варенцов и др., 2015].

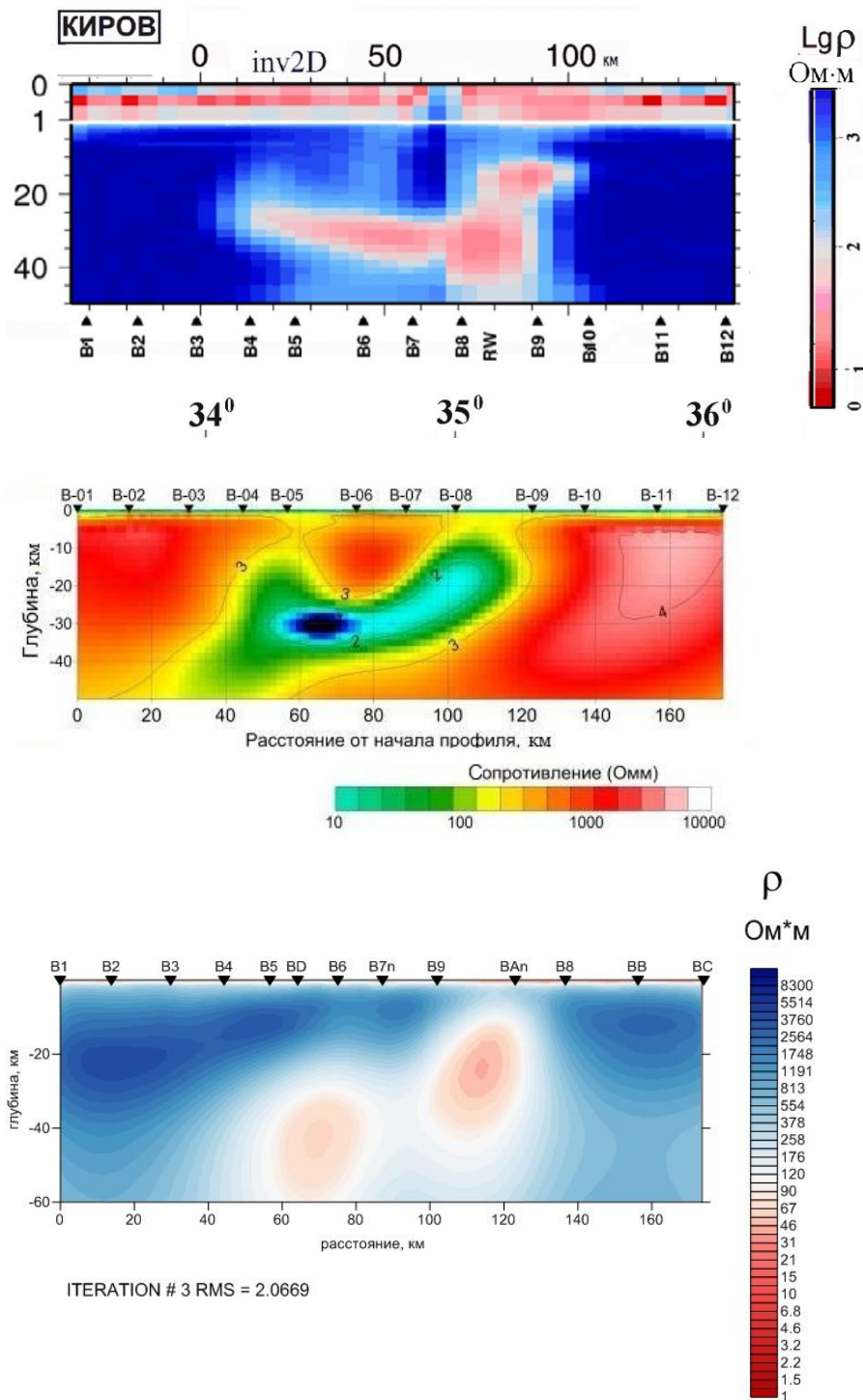


Рис. 3.4. Геоэлектрические разрезы по профилю «Киров», полученные в результате 2D инверсии. Сверху вниз: программы I2DC, D2InvNLCG2, REBOCC, рисунки из работ [Варенцов и др., 2012], [Алексанова и др., 2013], [Бойченко и др., 2014] (в авторской редакции, шкалы удельных электрических сопротивлений различаются).

Несколькими участниками проекта выполнена 2D инверсия МТ данных по субширотным профилям с использованием разных программ. На рис. 3.4 приведены геоэлектрические разрезы по одному из самых северных профилей «Киров» (примерно 54°

С.Ш.), приведённые в работах [Варенцов и др., 2012], [Алексанова и др., 2013] и [Бойченко и др., 2014]. Они получены, соответственно, по программам П2DC [Варенцов, 2002], D2InvNLCG2 [Rodi & Mackie, 2001] и REBOCC [Siripunvaraporn & Egbert, 2000].

Проводящая коровая аномалия проявляется на всех трёх вариантах разреза на глубинах свыше 10 км, ширина её составляет порядка 80 км. Сопротивление аномалии – десятки Ом*м на фоне примерно тысячи Ом*м у вмещающих пород. Первый вариант разреза на рис. 3.4 является наименее, третий – наиболее сглаженным.

Барятинская аномалия электропроводности пространственно коррелирует с интенсивной Барятинской магнитной аномалией. Последняя связана с железистыми кварцитами, залегающими в кристаллическом фундаменте [Бродовой и др., 2001]. Однако железистые кварциты встречаются уже в самой верхней части фундамента, в то время как коровый проводник залегает на глубинах порядка 10 км.

Отдельного рассмотрения заслуживает вопрос о том, может ли аномалия в ЭМ поле быть связана с большими значениями магнитной проницаемости железистых кварцитов. Выполненное нами моделирование показало, что электропроводность и магнитная проницаемость создают примерно пропорциональные их изменениям аномалии, и при росте электропроводности на порядок даже двукратный рост магнитной проницаемости не вносит принципиальных искажений [Алексанова и др., 2010].

Помимо этого, Барятинская аномалия электропроводности коррелирует с аномалией повышенной плотности в земной коре. Более того, задание избыточной плотности 0.1 г/см^3 в пределах границ аномалии электропроводности даёт хорошее совпадение наблюдаемых и модельных значений поля силы тяжести [Алексанова и др., 2013]. Плотностная аномалия в земной коре, вероятно, связана с интрузиями основного и ультраосновного состава, которые также могут достигать верхней части кристаллического фундамента [Бобров, 2006].

При трассировании аномалии электропроводности южнее с помощью 2D и плёночной 3D инверсии [Варенцов и др., 2015] оказывается, что ситуация далеко не простая. Проводящих аномалий становится две, наиболее интенсивная уходит на юго-юго-восток (см. № 11 на рис. 3.1), хорошо коррелируя уже с Курской магнитной аномалией. На юго-юго-запад прослеживается менее интенсивная аномалия, возможно, являющаяся продолжением Кировоградской, сюда же продолжается гравитационная аномалия.

Таким образом, вопрос о соотношении Барятинской, Курской и Кировоградской аномалий пока окончательно не решён, требуется проведение объёмной 3D инверсии имеющихся данных, а возможно, что и получение новых. Тем не менее, мы уже можем сделать некоторые выводы о природе этих аномалий. Корреляция региональных линейных аномалий электропроводности с аномалиями магнитной проницаемости и плотности

свидетельствует об их приуроченности к древним поясам, чаще всего разделяющим разновозрастные блоки фундамента. Сложное строение и вероятная повышенная проницаемость подобных шовных зон не позволяют исключать вклад как электронного (графит, сульфиды), так и ионного (флюид) механизмов электропроводности.

3.3. Ладожская коровая аномалия

Ладожская аномалия электропроводности была выявлена в конце 1970-х годов с помощью метода магнитовариационного профилирования [Рокитянский и др., 1981], и затем исследована с помощью МТЗ [Ковтун и др., 1998]. В последние годы возросли возможности измерительной аппаратуры и методов обработки, анализа и интерпретации МТ данных, что позволило вернуться к изучению Ладожской аномалии на новом уровне.

Аномалия располагается на юго-востоке Балтийского щита. По результатам выполненных ранее исследований, предполагалось, что она является протяжённой проводящей зоной северо-западного простирания, которая «выныривает» из-под осадочного чехла Русской плиты, проходит под Ладожским озером и далее вглубь территории Финляндии. Сопоставление с тектоническими схемами позволило предположить, что аномалия маркирует границу позднеархейского Карельского блока Балтийского щита, расположенного к северо-востоку, и раннепротерозойского Свекофенского блока, находящегося на юго-западе [Жамалетдинов и Кулик, 2012]. Высокая проводимость аномалии, скорее всего, в основном обусловлена электропроводящими минералами (графит, сульфиды), наличие которых в регионе известно [Минц и др., 2010].

По инициативе Е.Ю. Соколовой (ИФЗ РАН) в 2013 г. начался новый этап изучения Ладожской аномалии. На профиле «Выборг-Суоярви» северо-восточного простирания и длиной около 200 км, проходящем вкост аномалии между Ладожским озером и территорией Финляндии, нами были выполнены МТЗ [Голубцова и др., 2016а; Соколова и др., 2016а]. В 43 точках проведены суточные измерения с приборами MTU-5 и индукционными датчиками (Phoenix Geophysics, Канада), в 8 опорных точках – трёхсуточные измерения со станциями LEMI-417M и феррозондовыми магнитометрами (ЛЦ ИКИ НАНУ и НККУ, Украина). Положение точек наблюдения показано на рис. 3.5.

Обработка данных проводилась в синхронном режиме, позволяющем подавить влияние локальных источников промышленных помех вблизи точек наблюдения. Синхронные записи были выполнены в базовых точках к западу от Ладожского озера в обсерватории «Красное» (2013 г.), а также к востоку от озера (2014 г.). При обработке низкочастотных данных использовались записи финских обсерваторий.



Рис. 3.5. Положение базовых пунктов непрерывных МТ наблюдений 2013 и 2014 г.г. и точек рядовых пятикомпонентных зондирований: трёхсуточных с аппаратурой LEMI-417M (красный цвет) и суточных с аппаратурой MTU-5 (красный цвет для точек, данные которых объединялись с данными трёхсуточных зондирований и синий для остальных) [Голубцова и др., 2016а; Соколова и др., 2016а].

Анализ МТ данных показал, что преимущественное простирание геоэлектрических структур – северо-западное, при этом профиль ориентирован на северо-восток по азимуту примерно 45 градусов. Таким образом, 2D инверсия данных допустима, несмотря на присутствие локальных 3D эффектов. Для примера на рис. 3.6 показана карта полярных диаграмм на профиле Выборг-Суоярви, на рисунке 3.7 – карта индукционных стрелок, полученных как на профиле, так и ранее в регионе.

На разрезах по результатам 1D и 2D инверсий земная кора характеризуется низким сопротивлением на большей части профиля, за исключением его северо-восточной части, примерно от 180 км профиля. Наиболее низкоомная область коры отвечает участку профиля между 50 и 90 км, далее по профилю сопротивление повышается, а между 120 и 180 км несколько понижается вновь. Разрез по результатам сглаживающей 1D инверсии эффективного импеданса по программе Occam1D [Constable et al., 1987] приведён на рисунке 3.8, разрез по результатам сглаживающей 2D инверсии поперечного импеданса, продольного импеданса и типпера по программе REBOCC [Siripunvaraporn & Egbert, 2000] – на рис. 3.9.

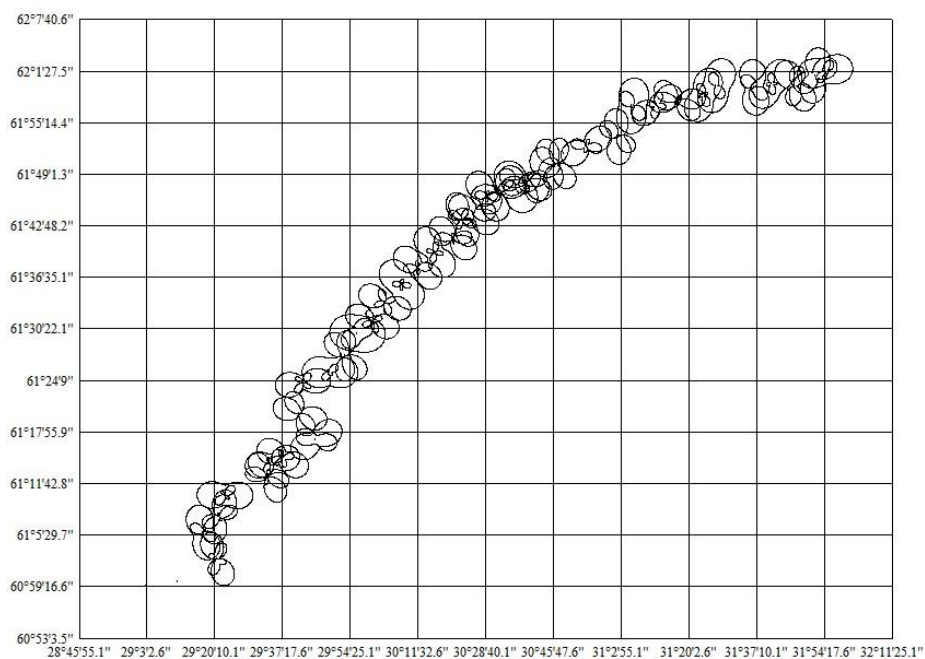


Рис. 3.6. Карта амплитудных полярных диаграмм тензора импеданса на профиле Выборг-Суоярви на периоде 10 с.

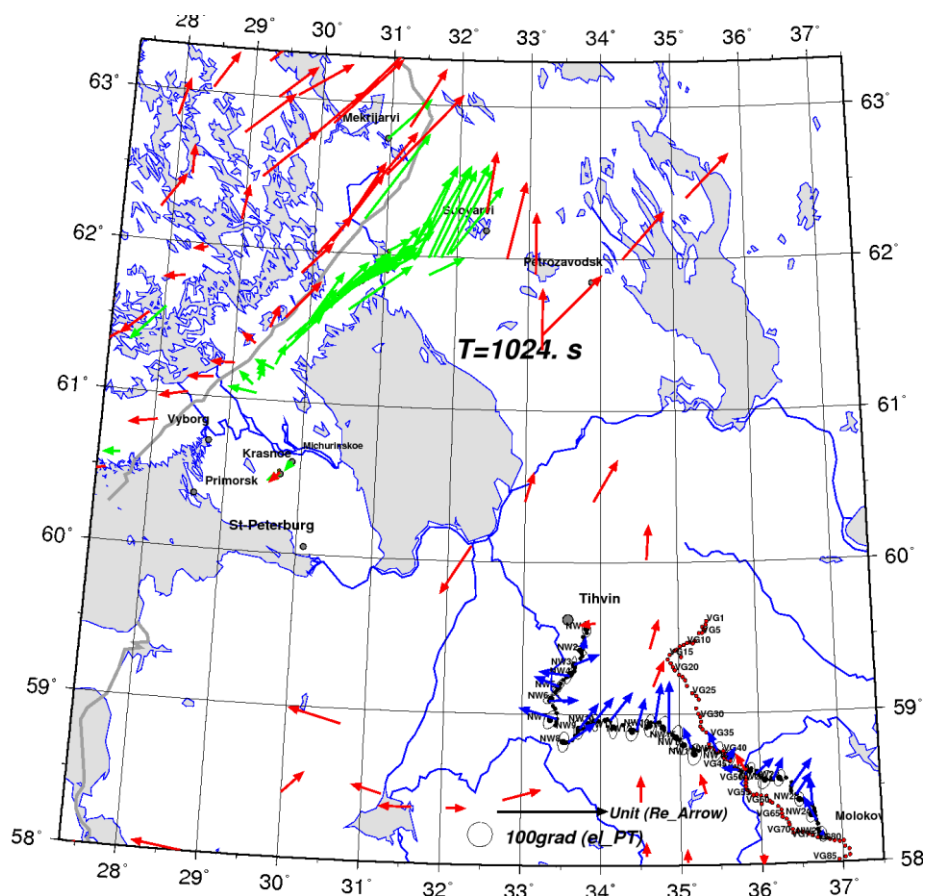


Рис. 1.7. Вещественные индукционные стрелки (в конвенции Визе – смотрят от проводников) на профиле Выборг-Суоярви (зелёный цвет), на участке профиля 1-ЕВ (синий цвет) и по материалам других исследований в регионе (красный цвет).

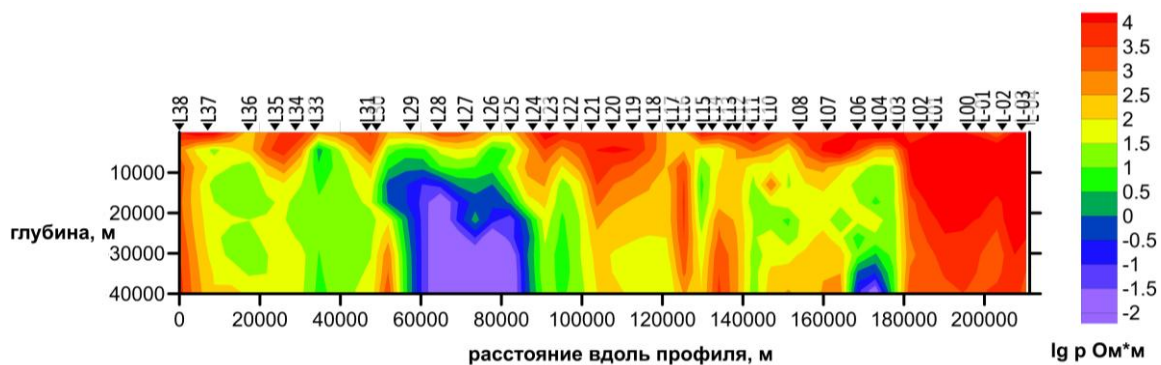


Рис. 3.8. Геоэлектрический разрез по линии Выборг-Суоярви по результатам сглаживающей 1D инверсии эффективного импеданса [Соколова и др., 2016а].

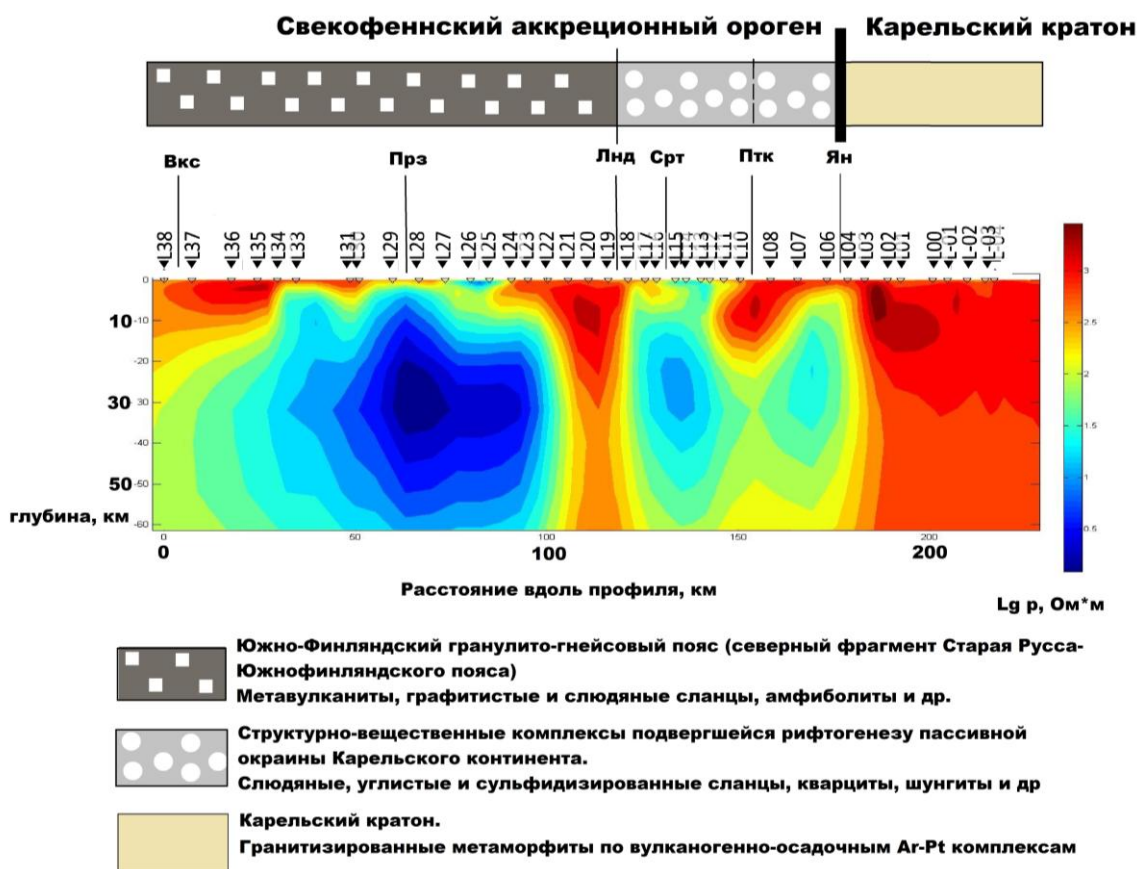


Рис. 3.9. Геоэлектрический разрез по линии Выборг-Суоярви по результатам сглаживающей 2D инверсии поперечного импеданса, продольного импеданса и тинпера. Также показаны тектонические структуры и выходящие на поверхность разломы.

Аномальные значения сопротивления земной коры на построенных нами разрезах достигают по меньшей мере единиц $\text{Ohm}\cdot\text{m}$, что говорит о наличии электропроводящих минералов, но не исключено и присутствие воды. Минерализация и флюидизация могут быть связаны с глубинными литрическими разломами, известными в аномальной зоне.

Аномалия довольно чётко делится на две части, наиболее интенсивная связана с Южно-Финляндским гранулитогнейсовым поясом, менее яркая – с окраиной Карельского континента. Высокие сопротивления отвечают Карельскому кратону.

Геоэлектрические разрезы, полученные в результате 2D инверсии МТ данных по профилям вкост Барятинской и Ладужской коровых аномалий (рис. 3.4 и 3.9) показывают, насколько яркие эти аномалии. Оба рассмотренных проекта далеки от завершения, и ещё предстоит построить более детальные геоэлектрические модели как по рассмотренным сечениям, так и в объёме. Однако уже кажется очевидным, и это подтверждается работами других исследователей на разных континентах [Yin et al., 2014; Weckmann, 2012; Naganjaneyulu & Santosh, 2010], что современная магнитотеллурика является надёжным инструментом для изучения коровых проводящих аномалий в пределах древних платформ.

3.4. Транс-Европейская шовная зона

Транс-Европейская шовная (ТЕШ) зона, называемая также зоной Тейсера-Горнквиста, простирается от Чёрного моря на юго-востоке до Балтийского моря и далее до Британских островов на северо-западе (рис. 3.10 и 3.16) [Pharaoh, 1999]. На территории Польши она отделяет докембрийскую ВЕП от более молодых структур Центральной Европы. По данным сейсмических исследований с искусственным источником, зона ТЕШ прослеживается на всю глубину земной коры [Guterch et al., 1999], а сейсмотомография свидетельствует, что при переходе через неё с юго-запада на северо-восток существенно возрастают скорости поперечных волн [Zielhuis & Nolet, 1994]. Также она проявляется в потенциальных полях и в значениях теплового потока.

МТ исследования в Польше были инициированы Е. Янковским и привели к открытию двух коровых аномалий электропроводности. Первая связана с зоной ТЕШ на северо-западе Польши и в значительной степени обусловлена мощными осадками (Северо-Германская аномалия, № 27 на рис. 3.1) [Jankowski, 1965]. Её детальные исследования в 2000-х годах позволили выявить также глубинные аномалии в коре и верхней мантии [Ernst et al., 2008]. Вторая аномалия находится под дугой Карпат (Карпатская аномалия, № 28 на рис. 3.1). Её исследования выполнялись на территории нескольких стран, а природа остаётся дискуссионной [Rokityanskiy et al., 1975; Jankowski et al., 1985].

В 1994-1995 годах 10 глубинных МТЗ были выполнены на профиле через Свентокшиские горы [Semenov et al., 1998], а в 2000 году ещё 10 ГМТЗ – на профиле на краю ВЕП [Jankowski et al., 2004]. Вместе они сформировали профиль, пересекающий территорию Польши от Карпат через зону ТЕШ вглубь Белорусской антеклизы (рис. 3.10). Измерения

проводились аппаратурой, разработанной в обсерватории Бельск [Marianiuk, 1977], низкочастотные вариации магнитного поля измерялись с помощью кварцевых магнитометров. Обработка данных выполнялись с применением двух различных алгоритмов, мы использовали результаты, полученные по программе [Семенов, 1985]. Оценивались тензор импеданса $[Z]$ и матрица типпера $[W]$, в целом качество оценок $[W]$ оказалось выше из-за сильного влияния ЭЖД на электрическое поле.

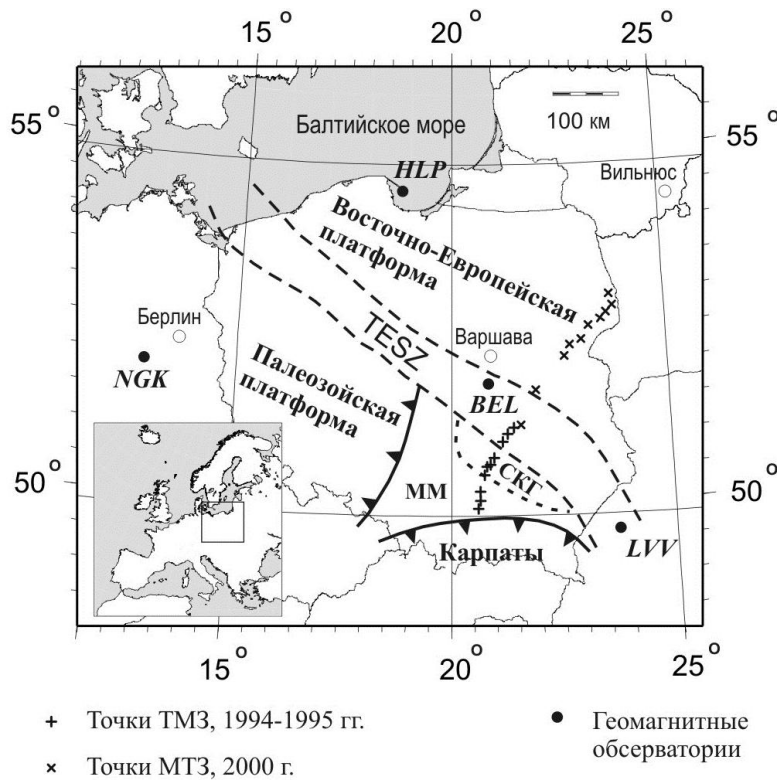


Рис. 3.10. Местоположение точек ГМТЗ и геомагнитных обсерваторий. Тектонические структуры: ММ – Малопольский массив, СКГ – Свентокшишские горы.

Нами была выполнена переинтерпретация этих данных [Pushkarev et al., 2007]. Прежде всего, были построены частотные разрезы параметров неоднородности и асимметрии среды (формулы 2.20, рис. 3.11). На юго-западном 130-километровом участке профиля, приходящемся на Малопольский массив, Свентокшишские горы и часть зоны ТЭСЗ, параметр неоднородности N и асимметрии Свифта skew принимают большие значения. Зона больших значений параметра асимметрии Бара η меньше, но тоже существенна. Таким образом, в этой части профиля существенно влияние горизонтальных неоднородностей, в том числе трёхмерных. На остальном протяжении профиля, за исключением его северо-восточного края, значения N велики только на больших периодах, а значения skew повсеместно малы. Здесь хороший результат может дать 2D инверсия МТ данных и 1D инверсия их высокочастотной части.

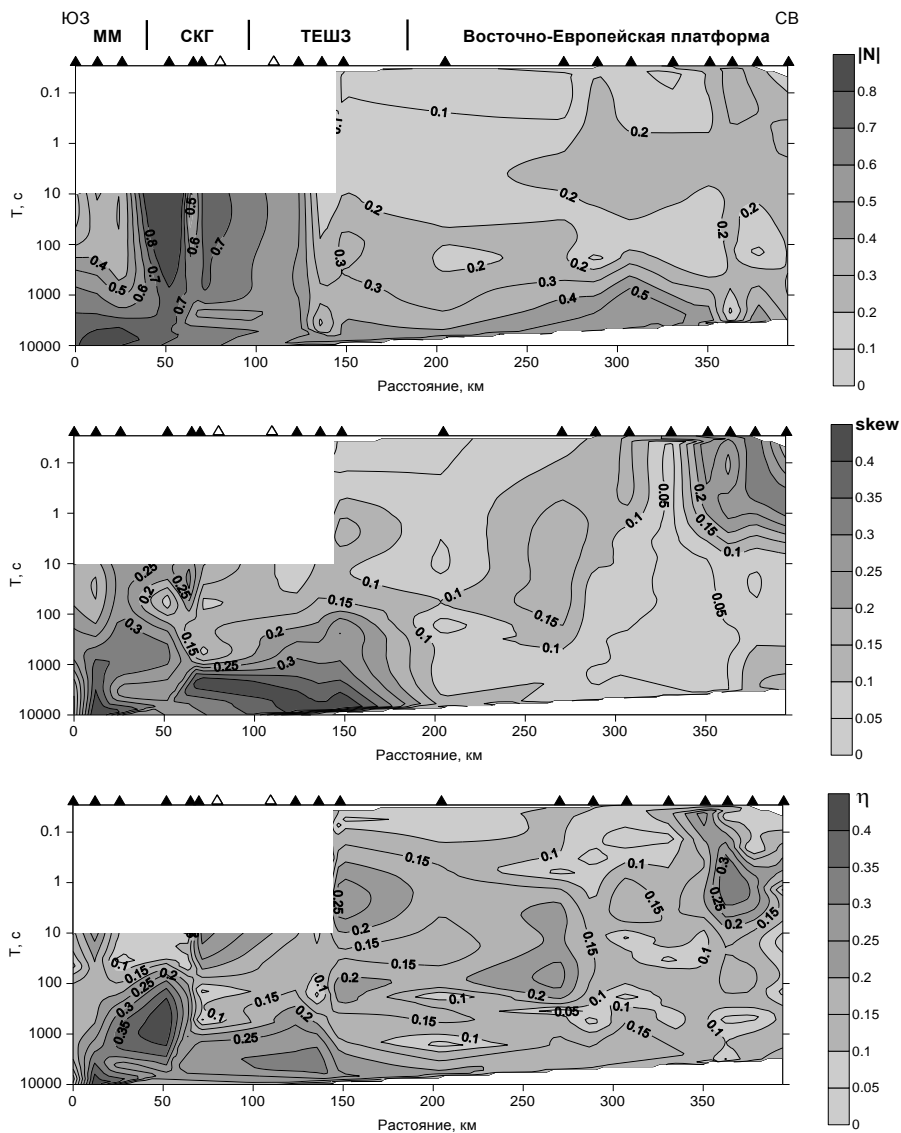


Рис. 3.11. Частотные разрезы инвариантных параметров: неоднородности N , асимметрии Свифта $skew$, асимметрии Бара η . Тектонические структуры: ММ – Малопольский массив, СКГ – Свентокишские горы, ТЕШЗ – Транс-Европейская шовная зона.

Чтобы оценить простирание структур, обратимся к рис. 3.12. На нём приведены карты фазовых импедансных диаграмм и индукционных стрелок на нескольких периодах. Фазовые диаграммы, особенно в пределах ВЕП, на коротких периодах близки к окружностям, а с увеличением периода вытягиваются, по форме приближаясь к восьмёрке. На диаграммах для максимального периода стрелками показано одно из главных направлений, определённое по минимуму модуля дополнительного импеданса (метод Свифта, формула 2.21). В большинстве точек оно хорошо совпадает с направлением максимальных значений фазы i , и, в первом приближении, ориентировано вкрест профиля.

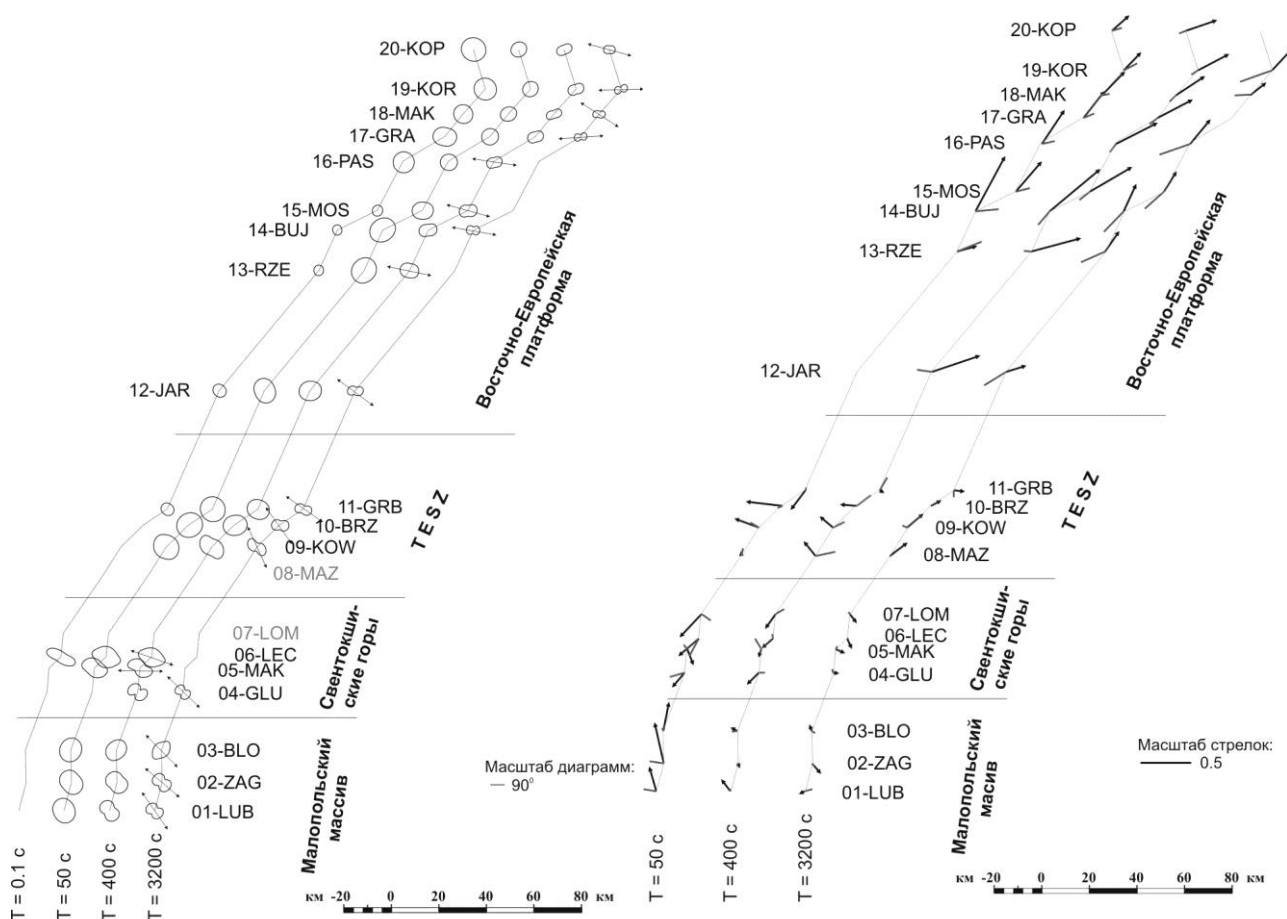


Рис. 3.12. Слева – карта фазовых импедансных диаграмм на 4-х периодах, справа – карта индукционных стрелок на 3-х периодах (вещественные заканчиваются треугольником).

Индукционные стрелки в основном направлены вдоль профиля, особенно на ВЕП, где вещественные стрелки свидетельствуют об уменьшении проводимости на северо-восток. Характерный разворот этих стрелок на южной границе зоны ТЕШ говорит о наличии здесь проводящей аномалии. Неожиданно на юге профиля не проявилось влияние Карпатской коровой аномалии, ожидаемой ещё немного южнее. По-видимому, оно скомпенсировано влиянием повышенной проводимости под профилем. В целом для типпера, особенно на больших периодах, 2D приближение кажется более применимым, чем для импеданса.

После вращения тензора импеданса к главным направлениям и проекции индукционных стрелок на линию профиля были получены компоненты для 2D инверсии: поперечный Z^{\perp} и продольный Z^{\parallel} импедансы и типпер W^{\parallel} . Диапазон периодов составил от 1 до 10 000 секунд. Чтобы получить надёжную информацию о глубинных структурах, кривые Z^{\parallel} были дополнены кривыми ГМВЗ ближайших обсерваторий: в точке 01 – HRV (Хурбаново, Словакия), в 10 и 11 – BEL (Бельск, Польша), в 20 – MNK (Минск, Белоруссия).

Априорная (стартовая) модель для 2D инверсии включала проводящий осадочный чехол, высокоомную земную кору с Карпатской аномалией и мантийный слоистый разрез.

Осадочный чехол был получен в результате 1D подбора высокочастотных частей эффективных кривых МТЗ в рамках «толсто-слоистой» модели по программе [Лонгинов, 2000] и содержал, на разных участках профиля, от 1 до 4 слоёв, при максимальной проводимости в нижней части. Карпатская аномалия была, по опыту исследований на других профилях, задана в 100 км южнее конца профиля, её ядро сопротивлением 2 Ом*м и шириной 30 км располагалось на глубинах 6 – 16 км. Мантийный разрез был составлен на основе интерпретации обсерваторских данных ГМВЗ [Semenov et al., 1998].

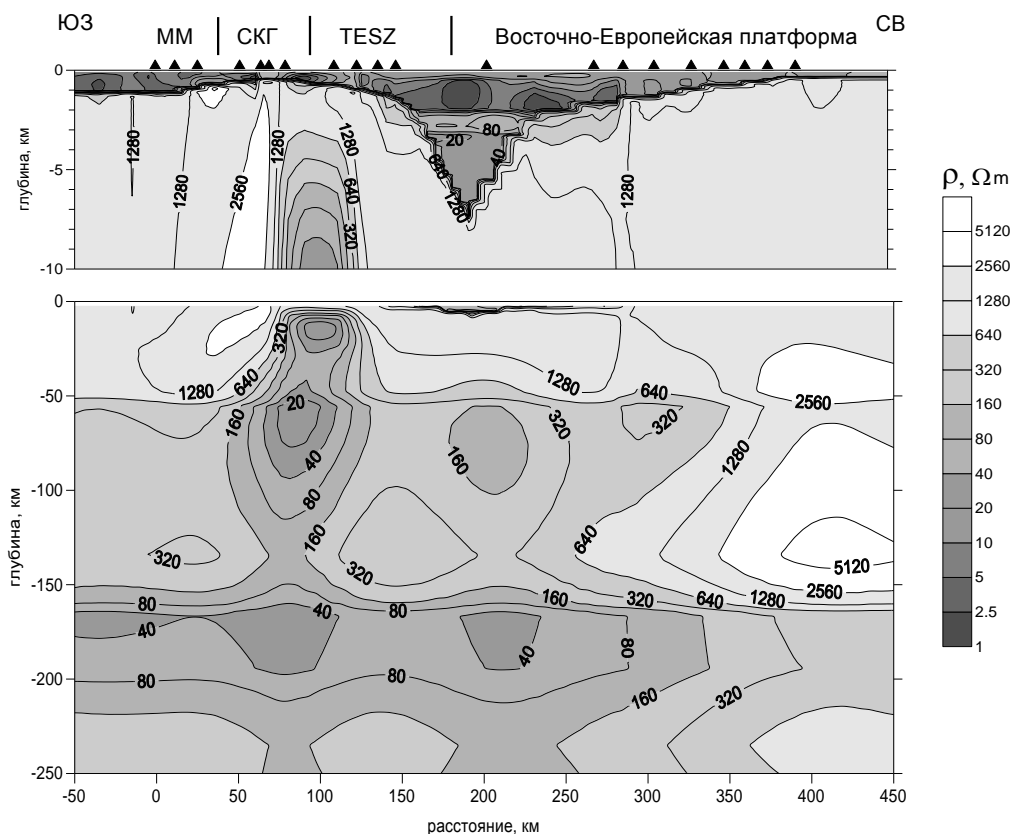


Рис. 3.13. Результаты 2D инверсии поперечного импеданса и типпера по программе REBOCC (геоэлектрические разрезы до глубины 10 и 250 км).

На первом этапе, для выявления основных глубинных аномалий, проводилась сглаживающая 2D инверсия с помощью программы REBOCC [Siripunvaraporn & Egbert, 2000]. Поскольку разные компоненты данных обладают разной чувствительностью к структурам и устойчивостью к их 2D аппроксимации, вначале были выполнены их отдельные инверсии (но с учётом обсерваторских данных). По Z^{\parallel} не удалось добиться небольших невязок, видимо, из-за сильных гальванических искажений, которые не могут быть учтены в E-поляризации. По Z^{\perp} и W^{\parallel} были получены небольшие невязки и осмысленные геоэлектрические модели, различающиеся в юго-западной части профиля, где

в первом случае был получен более высокоомный, а во втором – более проводящий разрез, что объясняется разной чувствительностью компонент.

Далее была выполнена совместная инверсия Z^{\perp} и W^{\parallel} , результат представлен на рис. 3.13. На южной границе зоны ТЕШ выделена глубинная субвертикальная проводящая аномалия. Менее яркая аномалия проявляется на северной границе этой зоны, где из-за небольшого числа точек зондирования горизонтальное разрешение хуже. На мантийных глубинах отчётливо проявляется повышение сопротивления под ВЕП.

На втором этапе мы использовали программу блочной инверсии IGF_MT2D [Новожинский и Пушкарев, 2001]. Основные аномалии, выявленные на этапе сглаживающей инверсии, были аппроксимированы блоками, и для подбора данных (Z^{\perp} , Z^{\parallel} и W^{\parallel}) в интерактивном режиме вручную изменялась геометрия блоков и с помощью процедуры инверсии уточнялись их сопротивления. Результат представлен на рис. 3.14.

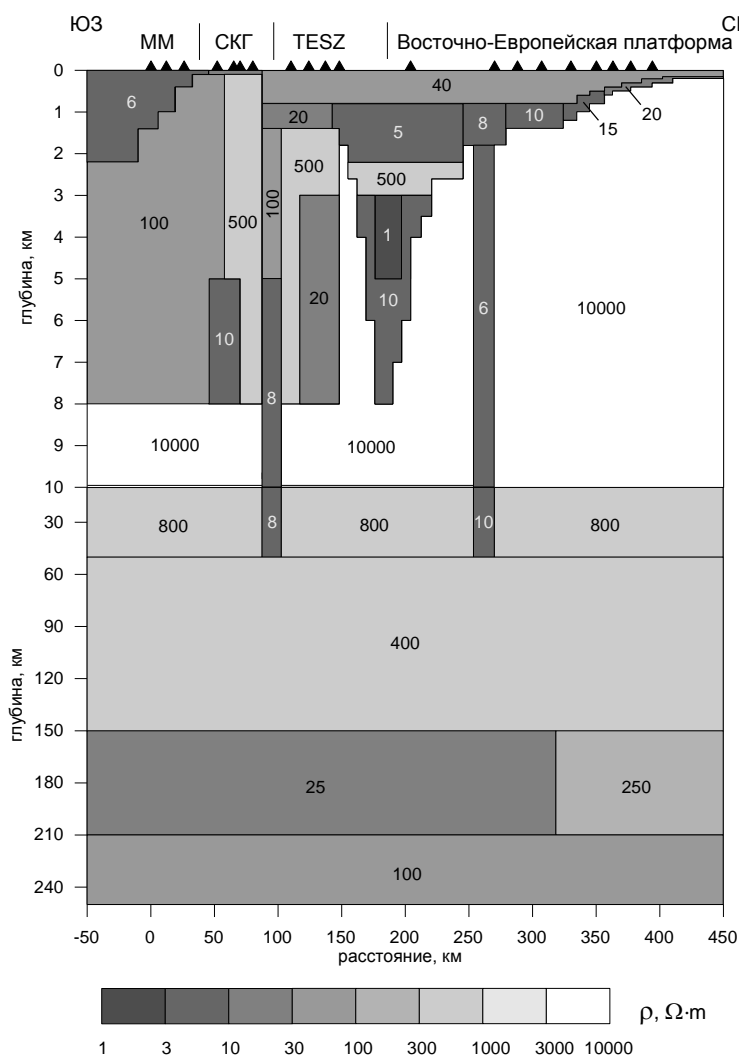


Рис. 3.14. Блочная 2D геоэлектрическая модель, полученная по программе IGF_MT2D [Pushkarev et al., 2007].

Верхняя часть разреза на юго-западе сложена проводящими осадками Малопольского массива. Ниже, до глубины 8 км, залегают более высокоомные метаморфические породы. Под Светокшискими горами на глубинах 5-8 км в юго-западной части находится проводящая аномалия, природа которой является дискуссионной. Южная граница зоны ТЕШ сопровождается глубинным проводящим разломом. Под зоной ТЕШ, на глубинах 3-8 км, присутствует проводящий комплекс, предположительно сложенный осадочными породами. В диапазоне от 160 до 220 км профиля присутствует Люблинский прогиб, заполненный силурийско-каменноугольными осадками. Они перекрыты пермско-меловыми породами, которые распространены далеко вглубь ВЕП, и состоят из двух основных комплексов, повышенная проводимость нижнего обусловлена высокой минерализацией заполняющего поры флюида. Между 250 и 270 км профиля находится глубинная субвертикальная коровая аномалия, по-видимому, отвечающая разломной зоне. В верхней мантии на глубинных 150-210 км сопротивление существенно повышается под ВЕП.

Важно понять, насколько существенными являются элементы модели. Это помогают сделать тесты чувствительности. В них тот или иной блок удаляется из модели (его сопротивление заменяется на фоновое) и оценивается, насколько при этом ухудшится совпадение модельных и наблюдаемых данных.

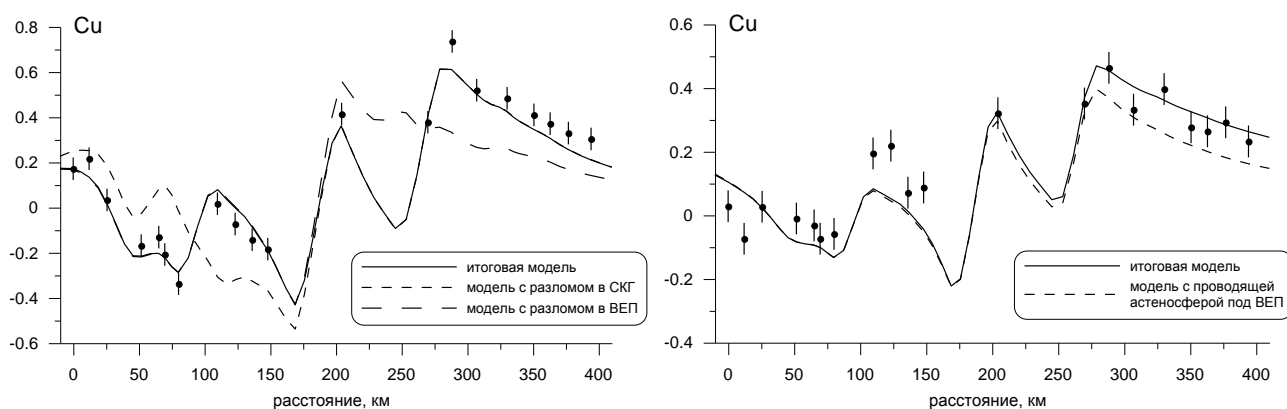


Рис. 3.15. Вещественная компонента типпера Cu . Слева – на периоде 136 с, справа – на периоде 1166 с. Чёрные точки с доверительными интервалами – наблюдаемые данные.

На рис. 3.15 показаны графики компоненты $Cu - \text{Re}(W^{\parallel})$ на двух периодах. Очевидно, что при удалении любого из двух разломов на южной и северной границах зоны ТЕШ, а также при удалении астеносферы под Центральной Европой (повышении сопротивления в диапазоне глубин 150-210 км до уровня, отвечающего ВЕП), расхождение наблюдаемых и модельных данных существенно увеличивается.

Сравнивая полученную нами геоэлектрическую модель (рис. 3.14) с результатами сейсмических исследований в рамках близкого профиля C01 проекта CELEBRATION [Sroda et al., 2006], интересно отметить, что коровая зона повышенных скоростей достаточно чётко попадает в зону ТЕШ между глубинными коровыми проводящими разломами.

3.5. Верхняя мантия Восточной Европы

В 2001-м году по инициативе В.Ю. Семёнова (Институт Геофизики Польской АН) стартовал проект SEMES (Центрально-Европейская Мантийная геоЭлектрическая Структура), в котором приняли участие исследователи из 10 организаций [Semenov et al., 2008]. Его основной целью было исследование строения зоны ТЕШ и прилегающих областей на более глубоком, мантийном уровне. Использовались МВ данные, полученные за многие годы в геомагнитных обсерваториях, показанных на рис. 3.16, кроме того, в рамках проекта на каждой обсерватории или вблизи неё в течение двух-трёх месяцев были проведены низкочастотные измерения электрического поля. В результате обработки МВ данных методами пространственных производных и отношения компонент (см. раздел 1.1.3), а также МТ данных были построены сводные кривые ГМТЗ-ГМВЗ в диапазоне периодов от нескольких минут до нескольких лет.

Интерпретацию построенных кривых провели независимо четыре участника проекта с использованием трёх разных программ. На рис. 3.17 показан пример выполненного нами подбора кривых ГМТЗ-ГМВЗ в рамках толсто-слоистой сферической модели. В мантии выделяется два проводника с глубинами до них примерно 120 и 600 км. Сравнение полученных разными участниками моделей проводилось не на уровне сопротивления, а на уровне суммарной продольной проводимости, как более устойчивой характеристики.

На рис. 3.18 приведены карты суммарной продольной проводимости в диапазоне глубин от 50 до 200 км, то есть за вычетом проводимости земной коры и до глубины, включающей отмеченный выше верхний мантийный проводник (астеносферу). Осреднённый по всем четырём вариантам результат даёт чёткую границу между древней платформой на востоке и зоной ТЕШ с молодыми структурами Центральной Европы на востоке (проводимость различается более, чем в 2 раза). Это свидетельствует в пользу существенно различного развития астеносферы под разновозрастными структурами.



Рис. 3.16. Тектоническая схема Восточной Европы и обсерватории, задействованные в проекте CEMES [Semenov et al., 2008].

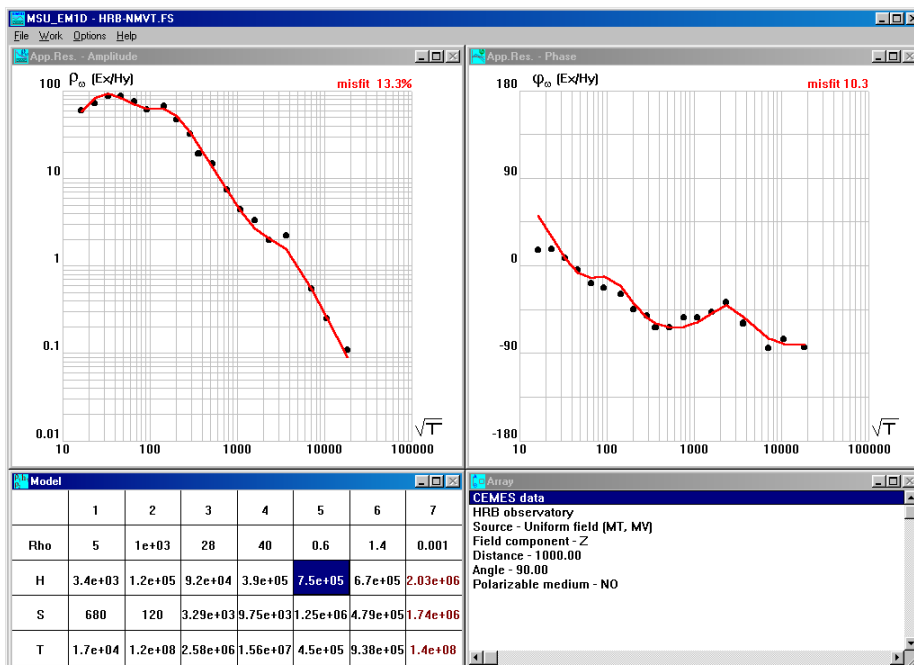


Рис. 3.17. 1D подбор кривых модуля и фазы кажущегося сопротивления, построенных по данным ГМТЗ и ГМВЗ в обсерватории Хурбаново (Словакия), с помощью программы EM1D [Пушкарев и др., 1999]. Чёрные точки – наблюдённые, красные линии – модельные данные.

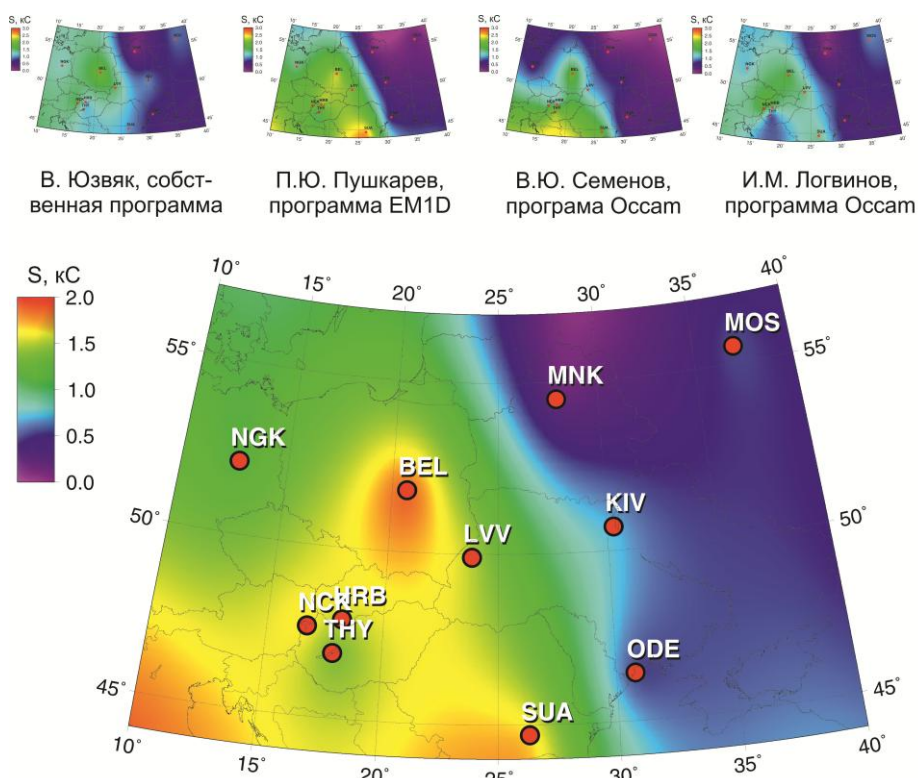


Рис. 3.18. Карты суммарной продольной проводимости в диапазоне глубин от 50 до 200 км. Вверху – результаты, полученные четырьмя авторами по трём программам, внизу – осреднённый результат. Кружки – используемые обсерватории [Semenov et al., 2008].

3.6. Киргизский Тянь-Шань

Горно-складчатые системы Тянь-Шаня и Гималаев сформировались в результате коллизии Индостанского континента с окраиной Евразии. Их отличает высокая сейсмическая активность, что ставит перед геоэлектрикой задачи изучения разломных зон, оценки флюидонасыщенности недр, как факторов, определяющих геодинамическую активность.

Благодаря усилиям сотрудников Научной станции РАН в Бишкеке и привлечению специалистов из целого ряда российских и зарубежных организаций, на Киргизском Тянь-Шане выполнен большой объём МТ зондирований и построен ряд геоэлектрических 2D и 3D моделей [Трапезников и др., 1997; Рыбин, 2011; Баталев и Баталева, 2013]. Основу сети наблюдений составили пять субмеридиональных профилей, пересекающих весь Киргизский Тянь-Шань. Ряд исследований, выполненных с нашим участием, касается наиболее информативного центрального профиля «Нарын», начинающегося в Китае, и заканчивающегося в Казахстане [Sokolova et al., 2007; Бердичевский и др., 2010b; Бердичевский и др., 2010a].

Здесь остановимся подробнее на глубинном геоэлектрическом строении сегмента, окружающего Иссык-Кульскую впадину, рассмотрев три восточных профиля (рис. 3.19)

[Рыбин и др., 2015]. На профиле "Нарын" имеется сгущение сети наблюдений в районе разлома «Линия Николаева» (на юго-западе от озера Иссык-Куль). На профиле «Барскаун» существует разрыв, соответствующий акватории озера. Нами была выполнена сглаживающая 2D инверсия МТ данных с помощью программы REBOCC [Siripunvaraporn and Egbert, 2000]. Исходными данными были компоненты тензора импеданса в диапазоне периодов от долей секунды до нескольких тысяч секунд. Стартовой моделью служило однородное полупространство сопротивлением $100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, на участке профиля «Барскаун», отвечающем Иссык-Кульской впадине, также задавался приповерхностный слой мощностью 700 м с сопротивлением $5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$.

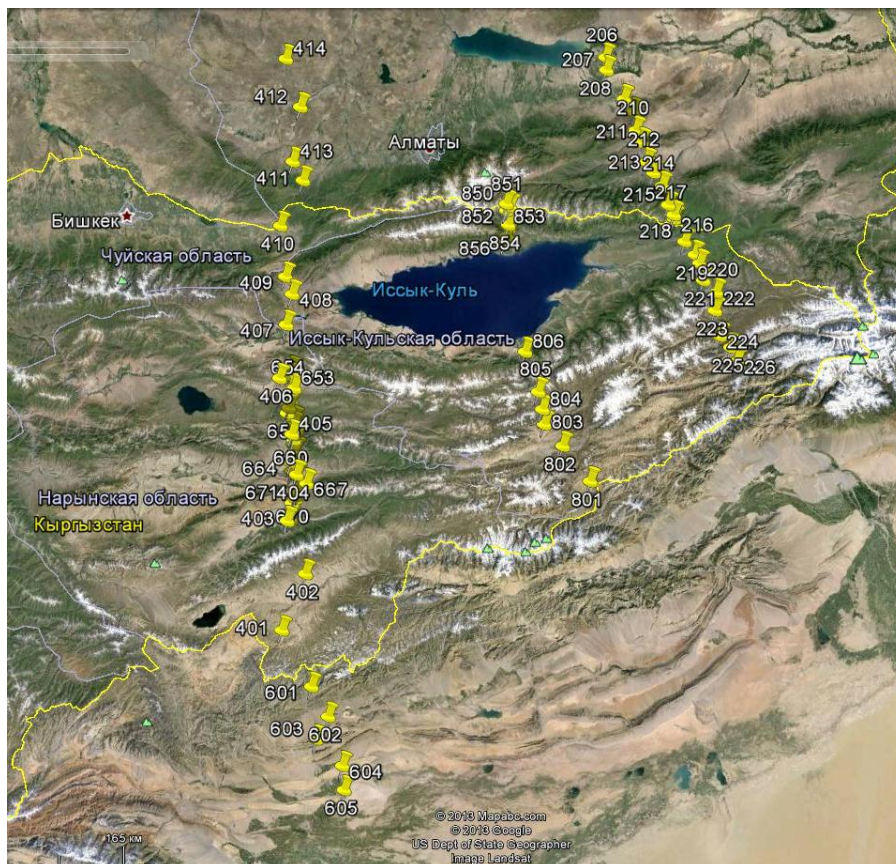


Рис. 3.19. Схема расположения точек профилей МТЗ (слева направо) «Нарын», «Барскаун» и «Сарыджаз».

Инверсия выполнялась в трёх вариантах: продольного импеданса, поперечного импеданса и совместная. В таблице 3.1 приведены минимальные значения невязки RMS и номера итераций, на которых эти значения достигались. Уровень невязок довольно большой, что, по-видимому, связано с существенными трёхмерными искажениями, характерными для горных районов. Причём наиболее сильные искажения, как правило, имеют гальванический

характер и больше затрудняют инверсию продольного импеданса. Действительно, на всех профилях продольному импедансу отвечают большие невязки, чем поперечному.

Профиль	Продольный импеданс		Поперечный импеданс		Совместная инверсия	
	RMS	NI	RMS	NI	RMS	NI
Нарын	5.9 %	79	5.4 %	99	7.6 %	25
Барскаун	12.6 %	76	10.2 %	76	18.6 %	63
Сарыджаз	9.5 %	65	5.9 %	68	7 %	78

Табл. 3.1. Значения невязки RMS и соответствующие номера итераций NI.

Вследствие 3D искажений, приведших к большим невязкам, геоэлектрические разрезы, полученные по одному и тому же профилю с использованием разных компонент данных, местами существенно отличались. Особенно это касается продольного импеданса, инверсии поперечного импеданса и совместная дали результаты, различающиеся в деталях, но содержащие одни и те же основные аномалии. Для примера результаты совместной инверсии приведены на рис. 3.20.

На профиле «Нарын» северная часть (Казахское нагорье) является наиболее высокоомной, центральная (хребты Тянь-Шаня) – проводящей, а в южной (Таримское плато) сверху развиты проводящие, а снизу – высокоомные слои. Разлому «Линия Николаева» отвечает резкий горизонтальный градиент сопротивления верхней коры. Наибольшая проводимость достигается в центральной части профиля в нижней коре.

На разрезе вдоль профиля «Барскаун» наиболее яркая глубинная проводящая аномалия, в которой можно выделить верхнекоровую и нижнекоровую части, относится к южному берегу озера Иссык-Куль. Таким образом, под южной частью Иссык-Куля выявлена проводящая аномалия, но точность оценки её строения невысока из-за отсутствия наблюдений на акваторной части профиля.

На профиле «Сарыджаз» глубинные коровые аномалии присутствуют в северной части профиля и в районе разломов Центрально-Терсейского и «Линия Николаева». Также верхнекоровая аномалию отвечает зоне замыкания Иссык-Кульской впадины.

Как мы видим, на всех профилях проявляются яркие коровые проводящие аномалии. В верхней коре, по-видимому, они приурочены к глубинным флюидонасыщенным разломам, а обширная область в нижней коре на профиле «Нарын», вероятнее всего, связана с дегидратацией горных пород на этих глубинах. Однако сильные 3D искажения, характерные для горно-складчатых областей, могли внести в результаты существенные артефакты, для подавления которых перспективным представляется 3D инверсия МТ данных.

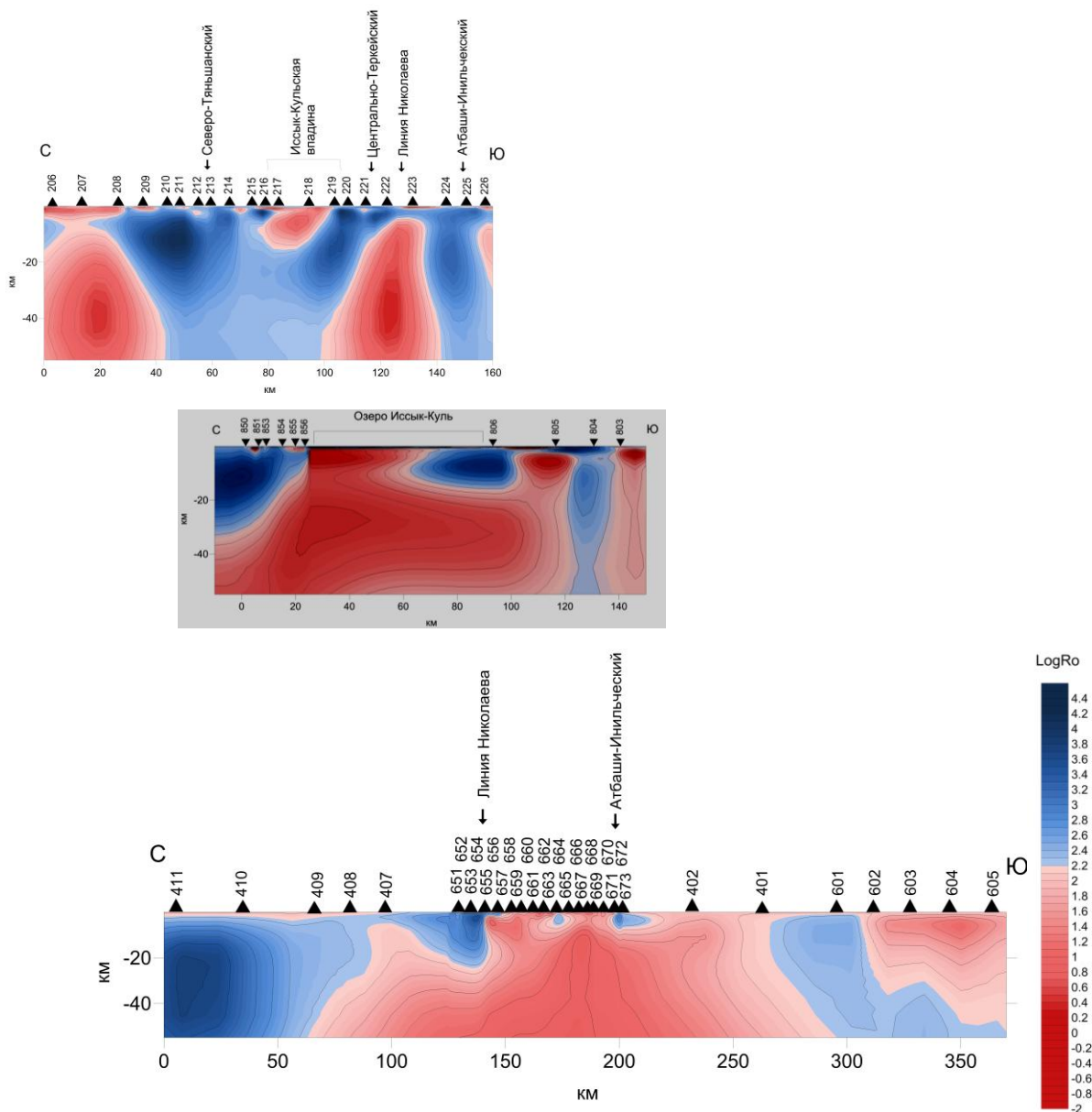


Рис. 3.20. Геоэлектрические разрезы по результатам совместной 2D инверсии по профилям (снизу вверх) «Нарын», «Барскаун» и «Сарыджаз» [Рыбин и др., 2015].

Отдельный интерес представляет вопрос о том, возможно ли выявление аномалии под Исык-Кулем по наземным данным, или необходимо проведение донных МТЗ. Выполненное нами 3D моделирование [Макаров и др., 2012] показало, что импеданс и типпер как в озере, так и вокруг него, существенно меняются при переходе от модели с высокоомной к модели с проводящей корой под Исык-Кулем. Однако детальной информации об этой области, учитывая размеры озера примерно 180 x 60 км, получить не удастся.

3.7. Гарвальские Гималаи

Гималаи представляют собой крупнейшую горную систему, формирующуюся в ходе коллизии тектонических плит с погружением Индостанской плиты под Евразийскую и образованием гигантских надвигов. Гарвальские Гималаи расположены на севере Индии, в штате Уттаракханд. С целью изучения их глубинного строения и сейсмологического прогноза применяется комплекс геофизических исследований, включающий МТЗ. Большая их часть выполнена Индийским институтом технологий Рурки. Основу сети наблюдений составляет профиль от города Рурки до ледника Ганготри (рис. 3.21). Ежегодно выполняются новые зондирования, постепенно создаётся площадная сеть наблюдений. В интерпретации данных активно участвуют геофизики из ИФЗ РАН и МГУ [Соколова и др., 2015].

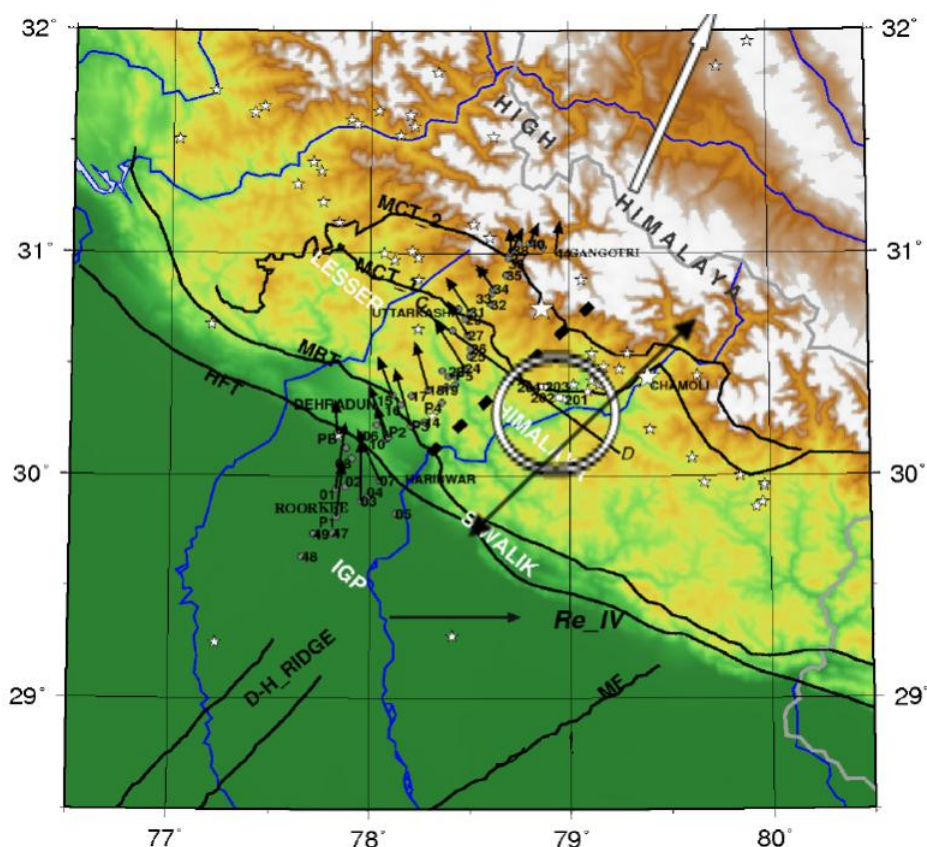


Рис. 3.21. Точки МТЗ на физической карте изучаемого района. Обозначения рассмотрены в тексте.

Точки МТЗ показаны на рис. 3.21 серыми кружками с номерами. Профиль Рурки-Ганготри начинается в Индо-Гангской равнине (Indo-Gangetic Plain, IGP) и на своём пути пересекает несколько геологических структур, надвинутых друг на друга с северо-востока. Первая, Сивалик (Siwalik) представляет собой предгорье Гималаев и ограничена с юга

Гималайским фронтальным надвигом (Himalayan Frontal Thrust, HFT), а с севера - Главным граничным надвигом (Main Boundary Thrust, MBT). И в предгорном прогибе Индо-Гангской равнины, и в Сивалике верхние несколько километров сложены неогеновой молассой. Далее на северо-восток, вплоть до зоны Главного Центрального надвига (Main Central Thrust, MCT), которая в районе профиля ограничена двумя взбросами MCT_1 и MCT_2, расположены Низкие Гималаи (Lesser Himalaya), в основном сложенные эпизонально-метаморфизованным верхним докембрием. Заканчивается профиль в Высоких Гималаях (High Himalaya), образованных главным образом докембрийскими кристаллическим сланцами и гнейсами, а также неогеновыми гранитоидами.

Малыми звёздами на рис. 3.21 показаны эпицентры землетрясений Гималайского сейсмического пояса (в данном регионе – Гарвальского сейсмического коридора) с магнитудами $M_b > 3$, а большими звёздами – эпицентры последних крупнейших землетрясений – Чамоли (Chamoli, $M_b = 6.3$, 1999 г.) и Уттаркаши ($M_b = 6.8$, 1991 г.). Чёрная линия со стрелками на концах отвечает профилю сейсмотомографии, результаты с которого использовались при комплексной интерпретации.

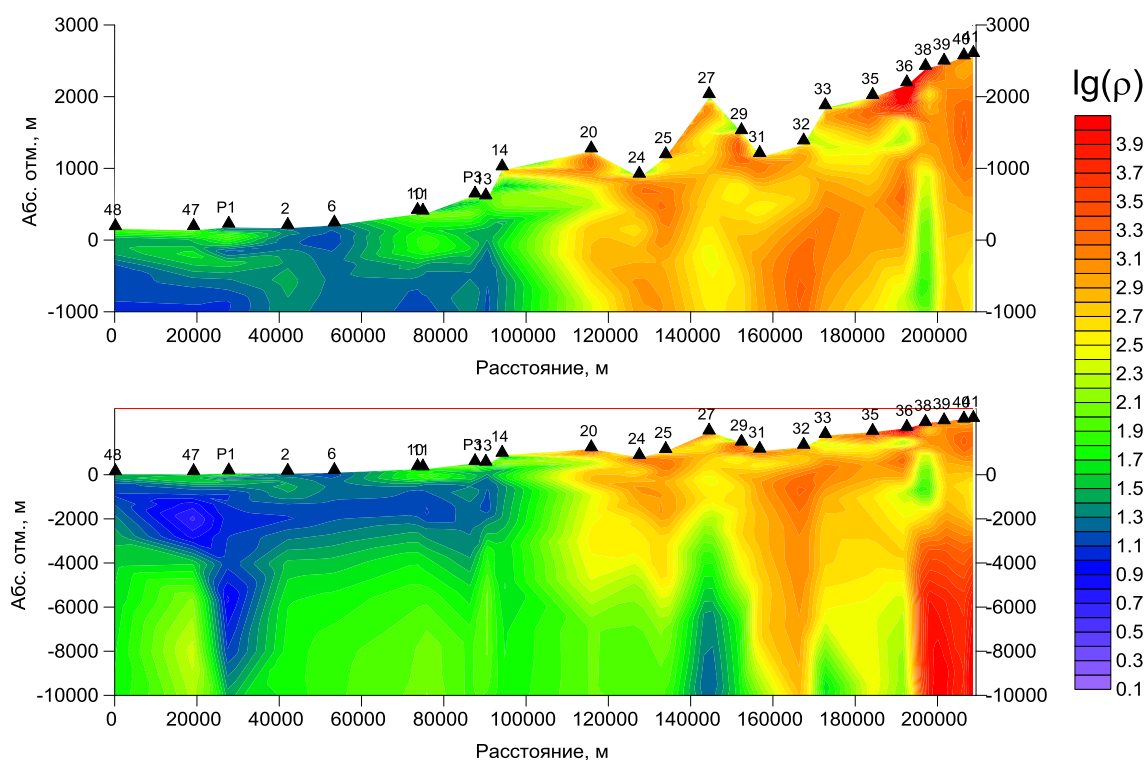


Рис. 3.22. Результат 1D инверсии по профилю Рурки-Ганготри: геоэлектрические разрезы с ЮЗ на СВ до абс. отм. -1 км и -10 км.

Анализ МТ данных показал, что 1D подход может быть применён для изучения осадков Индо-Гангской равнины и имеет очень ограниченное применение в горах. На рис.

3.22 показан геоэлектрический разрез до абсолютных отметок –1 км и -10 км, полученный нами с помощью программы Occam1D [Constable et al., 1987]. В юго-западной части профиля залегает проводящая осадочная толща, в северо-восточной располагается высокоомное складчатое сооружение Гималаев. На глубине порядка 10 км сопротивление выравнивается.

2D инверсия МТ данных по профилю Рурки-Ганготри с помощью программы REBOCC [Siripunvaraporn & Egbert, 2000] давала существенно отличающиеся разрезы по поперечному и по продольному импедансу, по-видимому, из-за существенных 3D искажений. На рис. 3.23 показан наиболее правдоподобный результат, полученный по продольному импедансу. На юго-западе профиля в верхней части разреза видны проводящие осадки, а на юго-востоке, под Гималаями, на глубине примерно 30 км находится коровая или даже корово-мантийная проводящая зона.

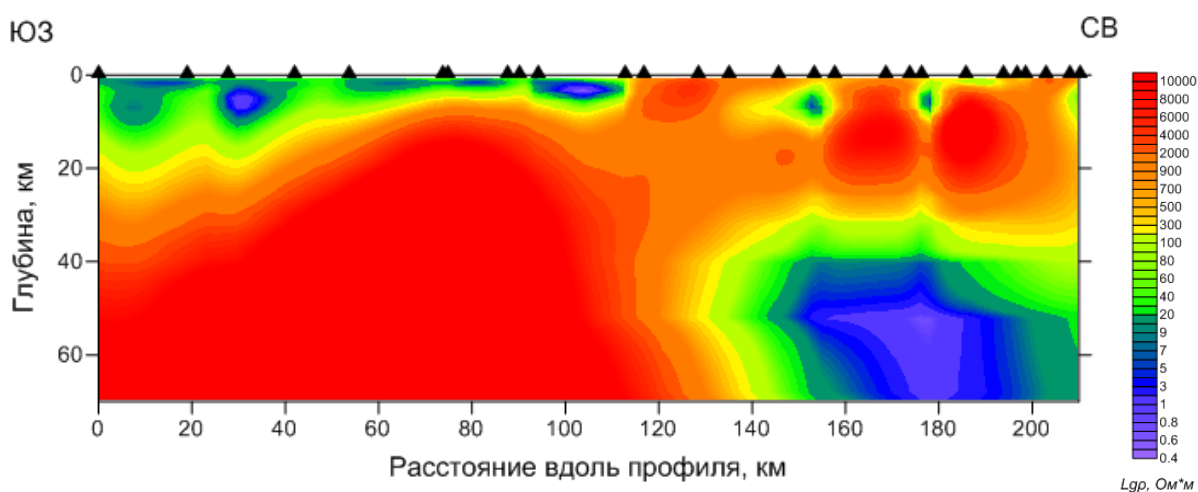


Рис. 3.23. Результат 2D инверсии продольного импеданса по профилю Рурки-Ганготри.

Е.Ю. Соколовой выполнена 2D инверсия МТ данных [Соколова и др., 2016b] по программе П2DC [Варенцов, 2002]. Полученный геоэлектрический разрез показан на рис. 3.24. Коровый проводник в этой модели выделился на том же участке профиля, что и на предыдущем разрезе, но на глубинах 20-35 км. На разрез из полосы 75 км вокруг профиля спроецированы гипоцентры землетрясений $M_b > 3$ (большие звёзды) и локальная сейсмичность (малые звёзды). Здесь же представлена геоэлектрическая интерпретация положения структурно-тектонических линий: пунктиром показаны предположительные поверхности надвигов НФТ, МВТ, МСТ1, МСТ2. Они выполаживаются с глубиной и смыкаются с обозначенным сплошной линией Главным гималайским надвигом (Main Himalayan Thrust, МНТ), который является кровлей погружающейся Индостанской плиты.

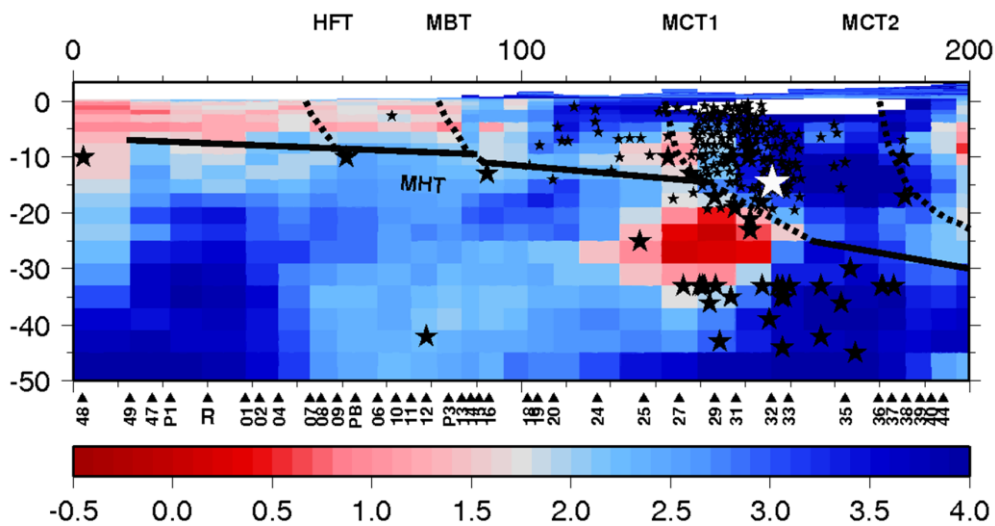


Рис. 3.24. Геоэлектрический разрез по профилю Рурки-Ганготри (с ЮЗ на СВ). Цветовая шкала – десятичный логарифм сопротивления. Обозначения даны в тексте.

Наиболее яркие аномалии пониженного сопротивления и повышенной сейсмичности приурочены к области МСТ1, где предполагается увеличение угла погружения МНТ (т.н. рамповая структура). Зоны повышенной сейсмичности в теле надвига и в нижней коре разделены среднекоревым проводником. Его положение совпадает с зоной пониженных скоростей в образах сейсмотомографии [Mukhopadhyay & Sharma, 2010], что свидетельствует о единой флюидной природе этих аномалий.

Однако в геоэлектрическом образе зоны подвига Индийской плиты, полученном по результатам МТ инверсии по линии Рурки-Ганготри, содержатся и артефакты, обусловленные влиянием проводящих структур вне профиля и требующие дополнительного анализа. Вернёмся к рис. 3.21. На нём в пунктах МВ наблюдений показаны индукционные стрелки (в конвенции Визе) на периоде 725 с в масштабе, заданном единичным вектором Re_{IV} . В центре профиля стрелки смотрят почти поперёк линии профиля, демонстрируя, что к юго-востоку от профиля располагается мощный проводник. Он проявляется понижением сопротивления на средне-нижнекоревых глубинах под Малыми Гималаями в 2D модели (рис. 3.24). О существовании этой проводящей структуры - Транс-Гималайского проводника (Trans-Himalayan Conductor, ТНС), выделенного по результатам более ранних МТ исследований - было впервые сказано в [Arora & Mahashabde, 1987]. На рис. 3.21 предположительное положение его оси показано пунктирной линией. Геологические структуры, перпендикулярные оси Гималаев, в регионе известны, к ним относятся показанные на рис. 3.21 хребет Дели-Харидвар (Dehli-Haridwar Ridge, D-H Ridge) и Морадабадский разлом (Moradabad Fault, MF).

Очевидно, что региональную геоэлектрическую модель Гарвала необходимо строить в 3D варианте. Прежде всего, для этого требуется наращивать сеть наблюдений. Линии С-D на рис. 3.21 отвечает запланированный новый профиль МТЗ. В области, выделенной окружностью, белыми квадратами показаны первые выполненные 4 точки профиля.

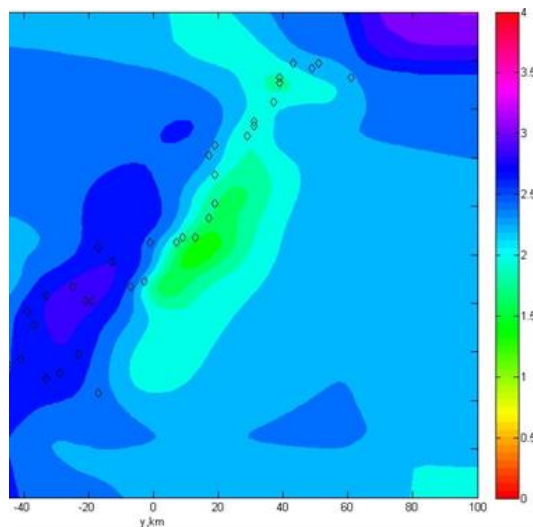


Рис. 3.25. Карта сопротивления на глубине 22 км, полученная при 3D инверсии по программе [Siripunvaratorn et al., 2005a]. Цветовая шкала – десятичный логарифм сопротивления. Ромбами показаны точки наблюдения.

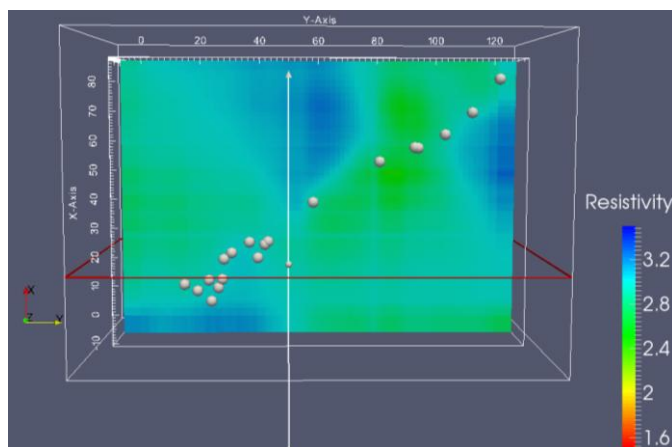


Рис. 3.26. Карта сопротивления на глубине 20 км, полученная при 3D инверсии по программе [Egbert & Kelbert, 2012]. Цветовая шкала – десятичный логарифм сопротивления. Кружками показаны точки наблюдения.

Ведется работа по построению 3D моделей с использованием программ решения прямых и обратных задач [Голубцова и др., 2016b]. В качестве примеров приведём предварительные результаты, полученные с помощью двух программ 3D инверсии. При этом использовались 4 компоненты тензора импеданса, стартовой моделью являлся фоновый

региональный слоистый разрез. На рис. 3.25 показана карта сопротивления на глубине 22 км, полученная автором с помощью программы [Siripunvaraporn et al., 2005a]. Детальность модели невысока, однако, достаточно отчетливо выделяются два квазилинейных проводящих объекта СЗ и СВ простираний (предполагаемые проводники МСТ1 и ТНС, соответственно). Полученный М.Ю. Смирновым по программе [Egbert & Kelbert, 2012] результат получился ещё более сглаженным (рис. 3.26), но положение максимумов проводимости коррелирует с представленным на рис. 3.25. Первые результаты 3D инверсии будут уточняться с использованием расширенных наборов данных и более оптимальных параметров программ инверсии.

3.8. Каскадная зона субдукции

Каскадная субдукционная зона находится на западном побережье Северной Америки. Она представляет собой район, в котором происходит субдукция океанической микроплиты Хуан де Фука под континентальную Северо-Американскую плиту.

Срединговый хребет, в котором образуется плита Хуан де Фука, располагается на небольшом (~500 км) расстоянии от берега, поэтому возраст этой плиты невелик (менее 10 млн. лет). При этом современная скорость субдукции также сравнительно мала и составляет примерно 4 см/год [Хаин и Ломизе, 2005].

Происхождение основных геологических структур региона связано с процессом субдукции и сопровождающим его вулканизмом. Все эти структуры имеют меридиональное простирание. Двигаясь с запада на восток, в океане можно выделить: абиссальную котловину плиты Хуан де Фука, сложенный уплотненными осадками аккреционной призмы континентальный склон и покрытый рыхлыми осадками шельф. На континенте состоящий из вулканогенно-осадочных пород Береговой хребет сменяется заполненной мощной толщей осадков долиной реки Вилламет, еще восточнее простираются сложенные вулканическими и вулканогенно-осадочными породами Каскадные горы (вначале более древние – Западные Каскады, затем более молодые – Высокие Каскады), а далее начинаются покрытые лавами внутриконтинентальные плато [Кинг, 1961].

Особенностью центральной части Каскадной субдукционной зоны является низкая сейсмичность. В этой связи поверхность погружающейся под континент плиты по данным сейсмологии здесь проследить не удастся. Однако в северной и южной частях зоны субдукции сейсмичность высока, и поверхность океанской плиты прослеживается до глубины ~100 км, при этом угол ее наклона не превышает $\sim 45^{\circ}$. По данным сейсмотомографии, в районе штата Орегон океаническая плита, также начинающая

субдуцировать полого, на глубинах ~40-80 км изгибается и далее погружается под углом ~70° [Weaver and Michaelson, 1985].

Сейсмические исследования с искусственными источниками позволили проследить поверхность субдуцирующей плиты до глубины ~ 50 км [Trehu et al, 1994]. Мощность континентальной коры под Каскадными горами была оценена в ~ 45 км [Leaver et al, 1984]. В средней коре был выделен, хотя и не очень надежно, слой пониженных скоростей.

По гравиметрическим данным была построена плотностная модель Каскадной субдукционной зоны [Романюк и др., 2001а], дополнившая сейсмические данные значениями плотностей пород, и позволившая таким образом уточнить их петрологический состав.

С учётом измерений теплового потока и температурного градиента было составлено прогнозное распределение температур в земной коре и верхней мантии изучаемого региона [Романюк и др., 2001b]. Его основными особенностями являются понижение температуры вблизи субдуцирующей под континент плиты Хуан де Фука и повышение температуры в субвертикальной области под вулканической дугой Высоких Каскадных гор.

По результатам донных частотных электромагнитных зондирований, выполненных в Тихом океане [Ваньян, 1997], были определены сопротивления пород, слагающих верхнюю и нижнюю части океанической коры.

Рассмотренные геолого-геофизические данные о регионе представляют собой априорную информацию, необходимую для успешной интерпретации МТ-данных.

В рамках проекта ЭМСЛАБ были выполнены измерения МТ поля по субширотному профилю (Линия Линкольн), включающему континентальную и океаническую части, и пересекающему все геологические структуры центральной части Каскадной субдукционной зоны [Wannamaker et al., 1989a].

По результатам интерпретации полученных МТ данных разными авторами было построено несколько геоэлектрических моделей. На рис. 3.27 приведены модели из работ [Wannamaker et al., 1989b] и [Варенцов и др., 1996]. Они включают следующие глубинные проводящие структуры: верхнюю часть погружающейся плиты, проводящий слой в континентальной коре с выступом под вулканической дугой (во второй модели эти структуры соединяются, в первой - нет), океаническую астеносферу, во второй модели также присутствует континентальная астеносфера. Таким образом, существующие модели довольно сильно различаются и не вполне удовлетворяют представлениям о субдукции и магматизме региона, в связи с чем нами была выполнена переинтерпретация данных проекта ЭМСЛАБ [Ваньян, 2002], результаты которой рассмотрены ниже.

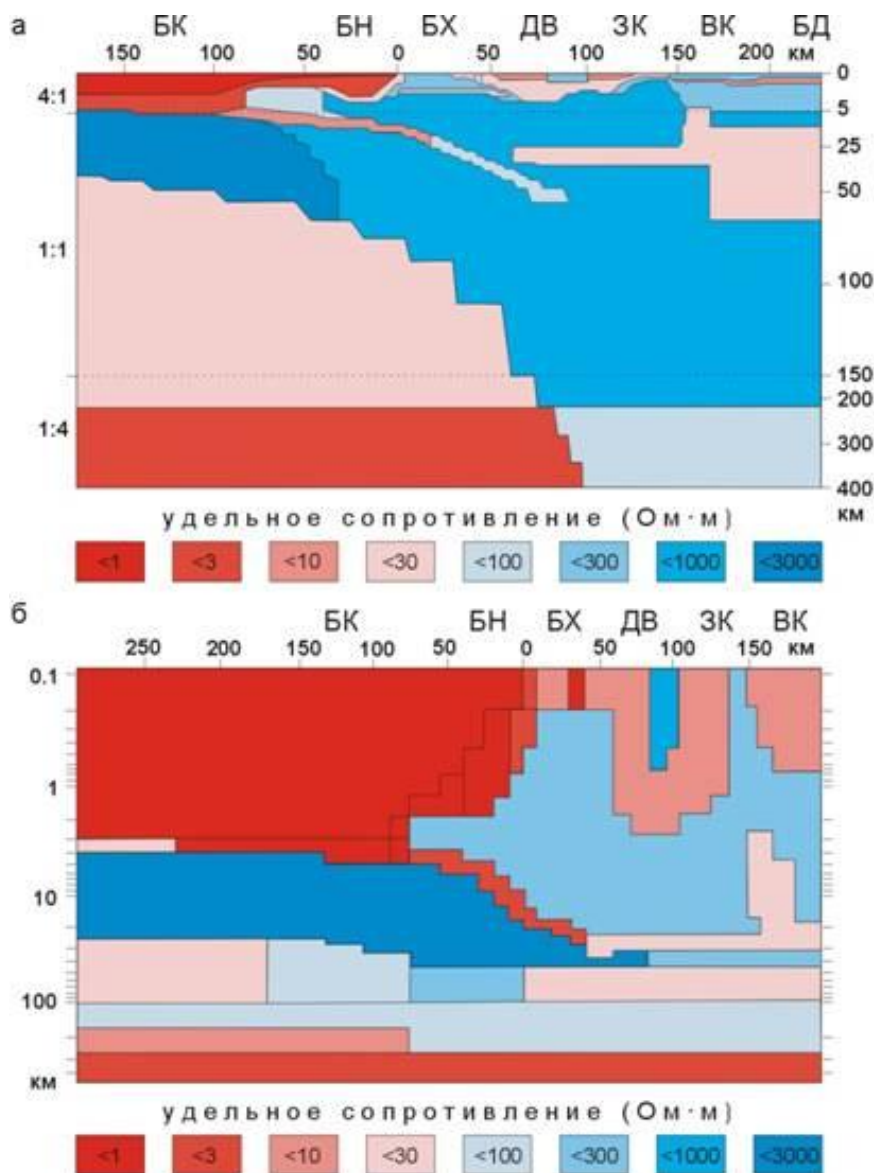


Рис. 3.27. Геоэлектрические разрезы по Линии Линкольн.

а – по [Wannamaker et al., 1989b], б – по [Варенцов и др., 1996].

БК – Бассейн Каскадия, БН – Бассейн Ньюпорт, БХ – Береговой Хребет, ДВ – Долина Вилламет, ЗК – Западные Каскады, ВК – Высокие Каскады, БД – Бассейн Дешутс.

Прежде всего, нами было выполнено математическое моделирование с целью изучения 3D эффектов, вызванных влиянием региональных приповерхностных неоднородностей.

Для решения этой задачи применялось пленочное моделирование, заключающееся в расчете МТ-поля на поверхности слоистой среды, перекрытой тонким слоем (пленкой). Пленка характеризуется суммарной продольной проводимостью (S), меняющейся по площади. В проведенных опытах пленка аппроксимировала океаническую воду и донные осадки, а также вулканогенно-осадочный чехол на континенте. Для расчета МТ-поля применялась программа [Зингер и Файнберг, 1985].

Карта суммарной продольной проводимости (S) приповерхностной толщи была составлена на основе батиметрических данных, результатов морских и наземных геологических и сейсмических исследований, а также МТ-данных по Линии Линкольн. Она покрыла площадь порядка $1000 \times 1000 \text{ км}^2$, охватив при этом Каскадную субдукционную зону и рифтовый хребет Хуан де Фука.

На полученной карте основные изменения значений S происходят в широтном направлении. В океане, в районе хребта Хуан де Фука, значения S составляют 7000-8000 См, а восточнее, в пределах абиссальной котловины, увеличиваются до 9000-10000 См, и далее убывают по мере приближения к берегу. На суше значения S меняются более резко: в прибрежной полосе, отвечающей Береговому хребту, они составляют 100-150 См, в заполненной осадками долине Вилламет - достигают 350 См и более, в Западных Каскадах - понижаются до 10-20 См, а в Высоких Каскадах, где развиты проводящие вулканогенные породы, - снова повышаются, достигая местами 100 и более См.

Рассчитанные в точках Линии Линкольн кривые зондирования сравнивались с локально-нормальными кривыми и с их двумерными аналогами. Результаты моделирования свидетельствуют, что океанические МТ-кривые не испытывают существенных искажений, вызванных влиянием трехмерных региональных приповерхностных неоднородностей. На суше, в пределах Берегового хребта, долины Вилламет и Западных Каскад, эти искажения также проявляются слабо. Более или менее существенные региональные трехмерные эффекты наблюдаются лишь в Высоких Каскадах, причем продольные кривые здесь искажены меньше, чем поперечные.

Далее нами был выполнен анализ наблюденных данных на Линии Линкольн для выявления 3D искажений, а также для оценки уровня неинтерпретируемого шума и локализации основных аномалий. Рассматривались результаты 15-ти длиннопериодных и 39-ти короткопериодных континентальных зондирований. Для устранения случайных выбросов была выполнена сплайн-аппроксимация частотных зависимостей компонент тензора импеданса и матрицы типпера.

Были рассмотрены основные МТ параметры: неоднородности N , асимметрии Свифта $skew_s$, асимметрии Бара $skew_B$. Значения параметра N на коротких периодах (до 1 с) почти на всем профиле не превышают 0.2, что говорит о возможности приближенной интерпретации в рамках 1D модели для восстановления верхней части разреза (включающей вулканогенно-осадочный чехол). На длинных же периодах значения N велики (до 0.5 и более), что свидетельствует о неприменимости 1D интерпретации длиннопериодных данных. На частотном разрезе параметра $skew_s$ присутствуют субвертикальные области больших

значений (0.2 – 0.8), приуроченные к центральной части Берегового хребта и Каскадным горам, что говорит о влиянии 3D неоднородностей. При этом параметр $skew_B$ почти повсеместно не превышает 0.2, свидетельствуя о локальном приповерхностном характере 3D неоднородностей. Таким образом, 2D структура низкочастотного МТ-поля осложнена влиянием локальных 3D приповерхностных неоднородностей, которое особенно велико в центральной части Берегового хребта и в Каскадных горах.

Полярные диаграммы тензора импеданса и матрицы типпера ориентированы преимущественно по широте, что говорит о меридиональном простираии основных структур. Это подтверждается характерной для большинства точек ориентацией главных направлений тензора импеданса в широтном и меридиональном направлениях и субширотной ориентацией индукционных стрелок. Иная картина наблюдается на Береговом хребте и в Каскадных горах, где ориентация полярных диаграмм и главных направлений тензора импеданса становится более хаотичной, что, вероятно, связано с влиянием локальных 3D приповерхностных неоднородностей. Важно отметить, что при этом субширотная ориентация полярных диаграмм типпера и индукционных стрелок на низких частотах выдерживается практически на всем профиле, поскольку типпер на низкой частоте освобождается от влияния приповерхностных неоднородностей.

Результаты анализа МТ данных показали, что практически на всем профиле допустима двумерная инверсия типпера, фаз низкочастотного продольного импеданса, поперечных кажущихся сопротивлений и фаз поперечного импеданса. Продольные кривые кажущегося сопротивления искажены локальными 3D неоднородностями и нуждаются в предварительной нормализации.

Построение геоэлектрической модели Каскадной субдукционной зоны было выполнено с помощью блочной 2D инверсии. При таком подходе часть границ может быть задана на основе априорной информации, а в той части разреза, о которой её недостаточно, границы блоков задавались таким образом, чтобы могла быть автоматически реализована та или иная гипотеза (например, о наличии корового или мантийного проводящего слоя или субвертикальной зоны).

Предварительно с помощью интерактивной интерпретации короткопериодных кривых МТЗ в рамках «толсто-слоистой» 1D модели по программе MSU_MT1D [Лонгинов, 2000] с учетом геологической и сейсмической информации был построен приближенный геоэлектрический разрез вулканогенно-осадочного чехла до глубины 4 км (применимость 1D модели на этих глубинах была показана на этапе анализа МТ-данных). Отметим, что результат 1D интерпретации редактировался в процессе 2D инверсии.

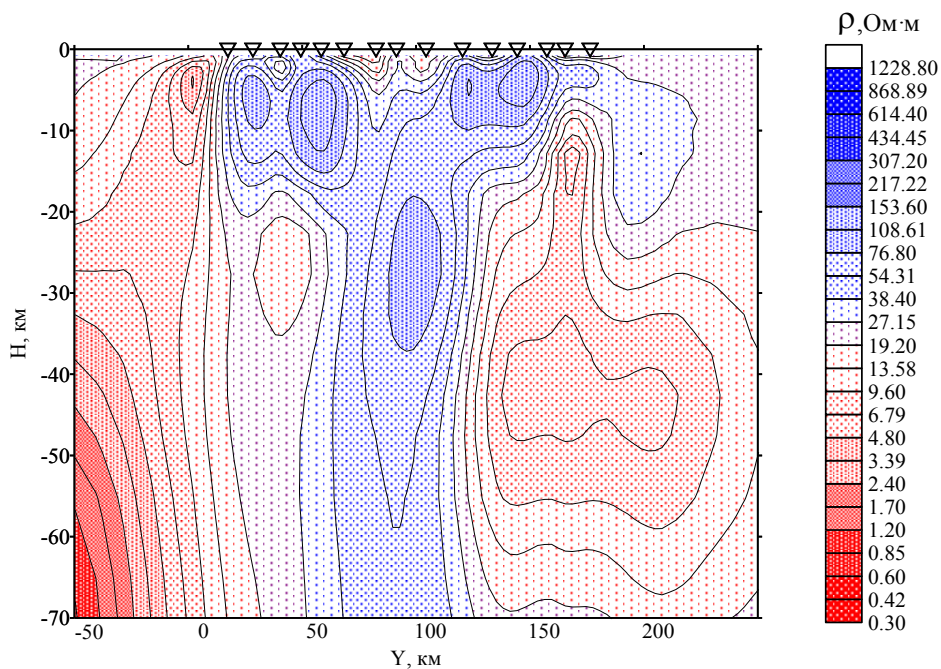


Рис. 3.28. Геоэлектрический разрез, полученный в результате сглаживающей 2D инверсии продольного импеданса и тинпера вдоль по Линии Линкольн.

Далее была выполнена инверсия низкочастотных ($T > 1$ с) МТ данных с помощью программ сглаживающей инверсии REBOCC [Siripunvaraporn & Egbert, 2000] и D2InvNLCG2 [Rodi & Mackie, 2001]. При этом было показано, что в сложных условиях зоны субдукции рутинная одновременная инверсия ТМ- и ТЕ-мод дает геофизически несодержательную мозаичную картину при плохой минимизации невязки. Наиболее интересный результат получен при автономной инверсии данных ТЕ-моды (рис. 3.28). При этом выделены три глубинные зоны: под океаном (проводящая, отвечающая астеносфере), под берегом (непроводящая) и под Каскадными горами (проводящая, отвечающая нижнекоровым и верхнемантийным структурам).

Основной результат был получен при инверсии низкочастотных ($T > 1$ с) данных по программт П2DC [Варенцов, 2002] в рамках 2D модели с фиксированной геометрией.

Стартовая геоэлектрическая модель вдоль Линии Линкольн приведена на рис. 3.29. В этой модели строение вулканогенно-осадочного чехла континента получено путем приближенной одномерной интерпретации короткопериодных кривых. Мощность океанической водной толщи задана по батиметрическим данным, мощности осадков на дне океана, в аккреционной призме и на шельфе определены на основе геологических и сейсмических данных. Сопротивление океанической коры получено на основе результатов донных частотных зондирований. Глубина до океанической астеносферы задана в соответствии с прогнозной геотермической моделью. Сопротивление глубинных горизонтов

океанического разреза примерно отвечает существующим геоэлектрическим моделям региона. Поверхность погружающейся под континент океанической плиты построена по сейсмическим данным. Сопротивлениям блоков, образующих океанический разрез, а также вулканогенно-осадочный чехол и верхнюю кору континента, приданы небольшие доверительные интервалы.

Нижняя кора и верхняя мантия континента разбиты на блоки таким образом, чтобы здесь могли проявиться: коровый проводник, астеносферный проводящий слой и субвертикальная зона под Каскадами, отвечающая области повышенных температур в прогнозной геотермической модели. На поверхности субдуцирующей плиты введен слой, который может содержать флюид. Начальные сопротивления всех этих блоков составляют 1000 Ом·м, что отвечает отсутствию перечисленных элементов разреза. При этом сопротивления обладали большими интервалами неопределенности.

Выполнялась последовательность частичных инверсий МТ данных. На первом этапе проводилась инверсия типпера, наиболее чувствительного к глубинным проводящим неоднородностям. На втором этапе полученная модель была скорректирована с использованием фазы продольного импеданса. На третьем этапе инвертировался поперечный импеданс, чувствительный к высокоомным слоям и наличию гальванической связи между проводниками. Наконец, на четвёртом этапе на основе моделей, полученных на всех трех уровнях, была составлена обобщенная геоэлектрическая модель Каскадной субдукционной зоны (рис. 3.30). Данная модель была протестирована путем замены основных проводящих структур на высокоомные и анализа соответствующих изменений невязок. При этом было показано, что все элементы модели определены достаточно надежно.

Континентальный разрез в полученной модели содержит следующие проводящие структуры: слой в нижней коре, астеносферный слой и субвертикальную зону под вулканической дугой Высоких Каскад. Коровый проводник, вероятно, содержит флюид, образовавшийся при дегидратации. Природа электропроводности астеносферного слоя и субвертикальной зоны, скорее всего, объясняется наличием расплавов.

В интервале глубин до 40 км четко выделяется погружающийся под континент проводник, вероятно, обусловленный наличием флюидов океанического и, возможно, дегидратационного происхождения. На больших глубинах он не обладает проводимостью, достаточной для надежного определения его свойств. Между погружающимся под континент и коровым континентальным проводниками имеется область повышенного сопротивления.

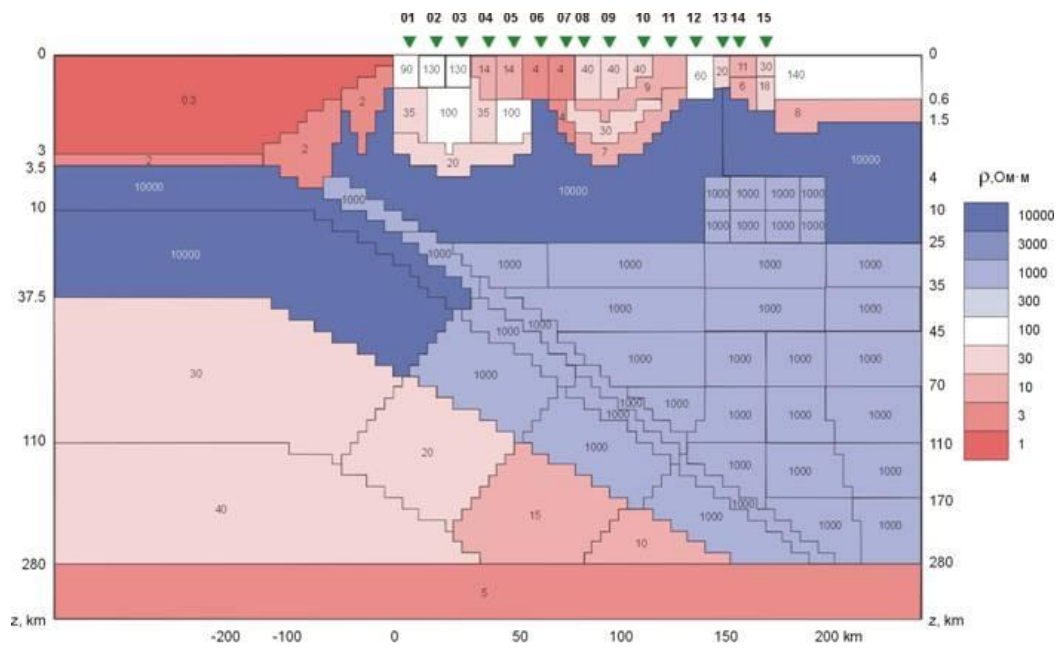


Рис. 3.29. Априорная модель для блочной 2D инверсии МТ данных по Линии Линкольн.

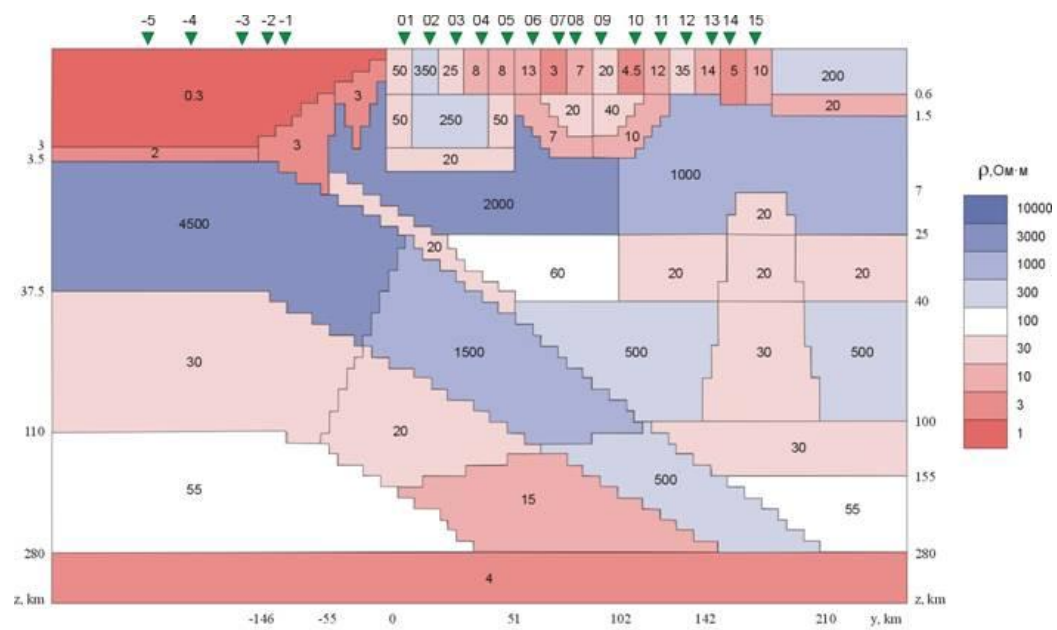


Рис. 3.30. Итоговая обобщенная геоэлектрическая модель по Линии Линкольн [Ваньян и др., 2002].

Полученная информация о строении Каскадной субдукционной зоны помогает составить представление о ее флюидном режиме. Выделение флюидов из верхней части субдуцирующей плиты, по-видимому, связано с несколькими механизмами. Сначала на глубинах 10-20 км под действием возрастающего литостатического воздействия выделяется свободная вода, содержащаяся в микропорах и микротрещинах. Затем на глубинах 30-40 км, где температура достигает 400 °С, начинаются реакции дегидратации минералов, таких как тальк, серпентин, хлорит и др. Наконец, на глубинах свыше 75 км может начинаться

переход базальта в эклогит, а на глубинах свыше 90 км – распад амфиболитов и роговой обманки (все эти процессы сопровождаются выделением флюида). Флюиды, выделяемые на небольших глубинах, скорее всего, мигрируют по зоне контакта между континентальной и субдуцирующей океанической плитами. На больших глубинах флюиды могут поглощаться перидотитами мантии (реакция серпентинизации). Под вулканической дугой флюиды нарушают равновесное состояние вещества и вызывают “мокрое” плавление. Расплавы мигрируют вверх, к земной поверхности, в результате чего образуется вулканическая дуга.

3.9. Задачи, решаемые глубинной магнитотеллурикой

Рассмотренные глубинные геоэлектрические модели разных регионов демонстрируют возможности глубинных МТЗ решать следующие задачи:

- в пределах древних платформ, выявлять протяжённые коровые аномалии, в основном обусловленные электропроводящими минералами в разделяющих блоках земной коры шовных зонах, и генетически связанные с месторождениями полезных ископаемых (Барятинская и Ладожская аномалии);

- в областях перехода от древних к молодым платформам, изучать их неоднородное строение и определять разницу свойств земной коры и верхней мантии под древними и молодыми структурами (Транс-Европейская шовная зона);

- в зонах коллизии литосферных плит, оценивать флюидонасыщенность глубинных слоёв и разломов, оказывающую влияние на сейсмичность (Киргизский Тянь-Шань и Гарвальские Гималаи);

- в зонах субдукции, выявлять пути распространения флюидов и расплава в земной коре и верхней мантии, в том числе так же для лучшего понимания сейсмической активности (Каскадная зона субдукции).

Кроме того, необходимо отметить задачи изучения континентальных и океанических рифтовых зон, в которых также выявлены яркие глубинные проводящие аномалии [Бердичевский и др., 1999; Key et al, 2013].

Наконец, перспективна задача изучения пассивных континентальных окраин, в том числе в Арктике, для решения которой магнитотеллурика применялась ограничено.

Вывод к главе 3. Глубинная магнитотеллурика эффективна при изучении аномалий электропроводности, связанных с особенностями строения, минерагении и геодинамического состояния земной коры и верхней мантии древних платформ и их обрамления, зон коллизии и субдукции литосферных плит, континентальных и океанических рифтовых зон.

4. Примеры применения разведочной и малоуглубинной геоэлектрики

4.1. Поиск и разведка месторождений нефти и газа

Методы электромагнитного зондирования в основном развивались применительно к нефтегазовым исследованиям. Так, ныне крупнейшая нефтесервисная компания Шлюмберже начинала свою деятельность в конце 1920-х годов с применения разработанного её основателями, братьями Конрадом и Марселем, метода ВЭЗ для разведки углеводородов, в том числе на Кавказе [Schlumberger, 1982].

По мере увеличения глубинности исследований и перехода в районы с высокоомными слоями (экранами) над изучаемыми объектами эффективность электроразведки постоянным током падала. Ситуацию улучшил переход от установки Шлюмберже к предложенным Л.М. Альпиным дипольным установкам [Альпин, 1950], но не принципиально.

Новый этап развития нефтегазовой электроразведки начался в 1950-х годах. Важным центром этого развития стал институт ВНИИГЕОФИЗИКА, где под руководством А.М. Загармистра разрабатывались магнитотеллурические методы [Бердичевский, 1960] и методы зондирования с управляемыми источниками [Ваньян, 1965].

В СССР был накоплен богатый опыт применения ЭМ зондирований для региональных исследований осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской плиты, Восточно-Сибирской платформы, Сахалина и других регионов [Каленов, 1970; Обухов и др., 1983; Berdichevsky et al., 2002]. Как правило, на разрезах, построенных по результатам 1D интерпретации, выделялись три-пять слоёв, строились карты обобщённых параметров (глубина фундамента, суммарная продольная проводимость чехла), выделялись перспективные на нефть и газ структуры. Помимо МТ методов, применялись методы ЧЗ и ЗС, в том числе с анализом поляризационных эффектов, связанных с месторождениями углеводородов и ореолов вторичных изменений над ними [Куликов и Шемякин, 1978].

Качественный скачок в детальности построений произошёл в конце 1990-х – начале 2000-х годов в связи с появлением портативной высокопроизводительной аппаратуры, развития вычислительной техники и программного обеспечения [Bubnov et al., 2007]. Для примера на рис. 4.1 приведён геоэлектрический разрез, построенный нами по данным компании «Северо-Запад», полученным в нефтегазоносном районе, в данном случае это северо-западное Предкавказье, в результате сглаживающей 2D инверсии по программе D2InvNLCG2 [Rodi & Mackie, 2001].

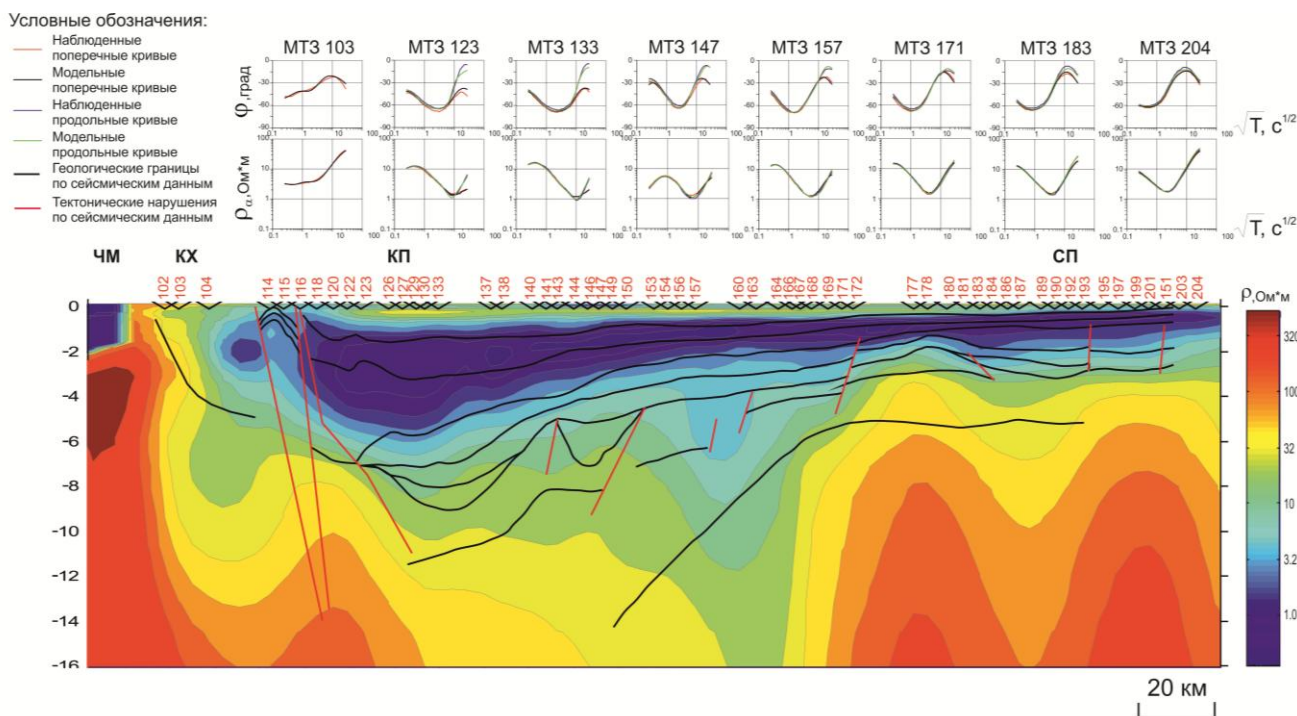


Рис. 4.1. Геофизический разрез по профилю через Кубанский прогиб. ЧМ – Чёрное море, КХ – Кавказский хребет, КП – Кубанский прогиб, СП – Скифская плита [Berdichevsky et al., 2002].

Геофизический разрез по этому профилю включает результаты инверсии МТ данных и границы, выделенные по сейсмическим данным. Примечательной чертой этого разреза является то, что у северной границы Кубанского прогиба МТ и сейсмические исследования выделяют неизвестный ранее прогиб, заполненный проводящими (предположительно терригенными) породами, которые могут слагать нефтеносную формацию.

Другой пример выделения нефтеперспективной структуры приведён на рис. 4.2, здесь речь идёт об антиклинали. Площадная МТ-съёмка была выполнена компанией «Северо-Запад» в районе Казанско-Кажимского авлакогена (Русская плита) для изучения локальной нефтеперспективной структуры. На карте, построенной по поперечной компоненте, выделяется аномалия, связанная с поднятием высокоомного (частично сложенного гипсами и ангидритами) слоя в верхней части осадочного чехла, а на разрезе, построенном по продольным кривым, отражено строение нижележащей толщи. При этом была откартирована локальная вытянутая структура примерно 2 км шириной.

Следует отметить, что МТ поле слабо чувствительно к горизонтальным высокоомным слоям. Представленный на рис. 4.2 разрез получен в результате 1D подбора кривых в рамках «толсто-слоистой» модели по программе [Лонгинов, 2000] с учётом априорной информации о квазислоистом строении осадочного чехла и наличии высокоомного слоя на всём профиле. В то же время сглаживающая инверсия игнорировала высокоомный слой и давала лишь аномалию там, где располагается антиклиналь.

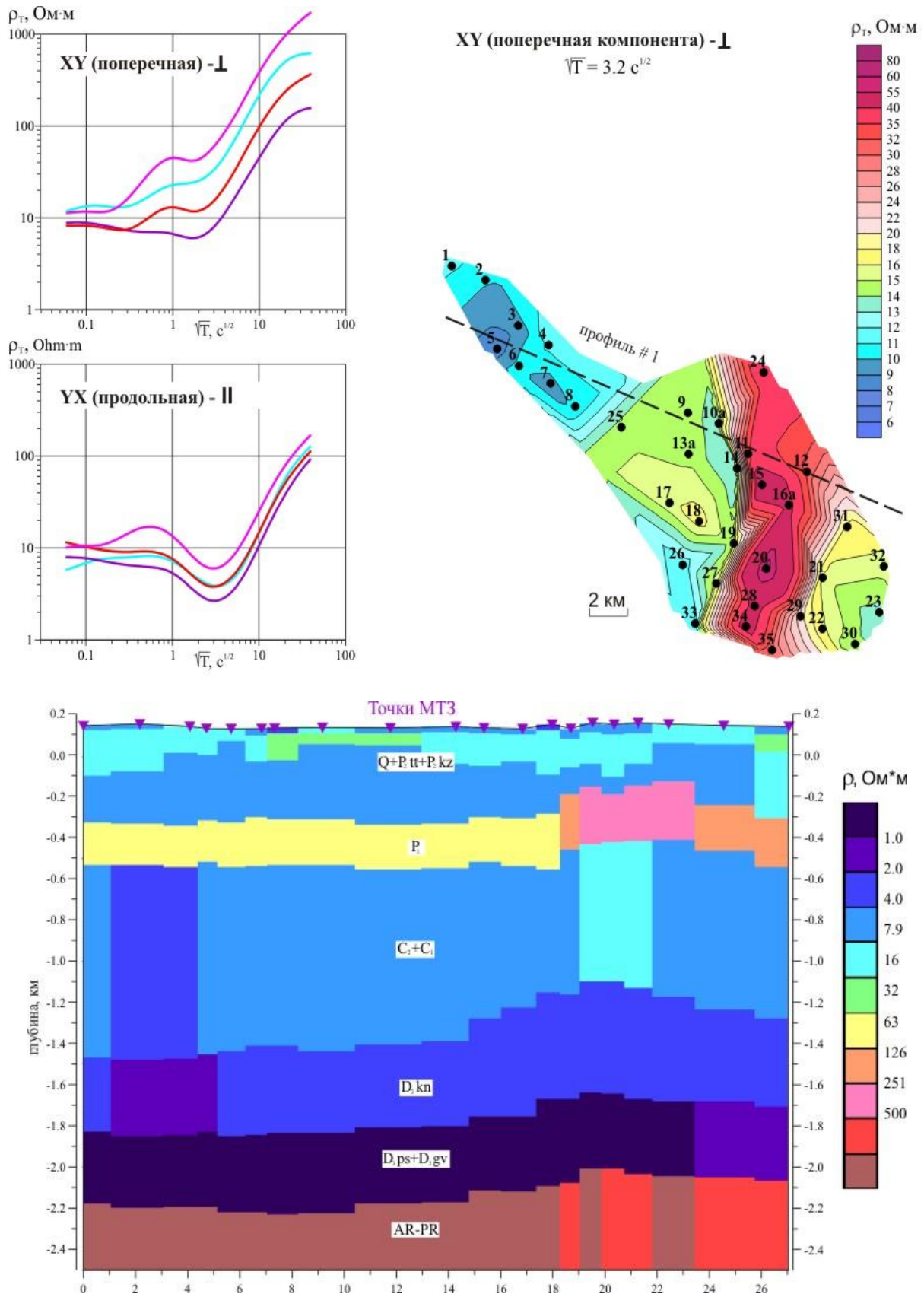


Рис. 4.2. Результаты МТЗ в Кировской области. Вверху – типичные кривые кажущегося сопротивления и карта кажущегося сопротивления по поперечной по отношению к структуре компоненте на периоде 10 с. Внизу – геоэлектрический разрез осадочного чехла по профилю, положение которого показано на карте пунктиром [Berdichevsky et al., 2002].

Упомянутая низкая чувствительность к тонким высокоомным слоям затрудняет применение метода МТЗ для непосредственного картирования нефтяных и газовых залежей. Впрочем, существуют и благоприятные ситуации. На рис. 4.3 показан геоэлектрический разрез, построенный нами по данным компании «МГУ-Геофизика» вдоль одного из профилей через своего рода искусственное месторождение - подземное хранилище газа (ПХГ), расположенное на Русской плите. Интерпретация проводилась по программе [Пушкарев и Куприянов, 2000], также с использованием 1D подбора, но результат представлен в сглаженном виде, более привычном для некоторых специалистов. Газ залегает в водонасыщенных терригенных породах низкого сопротивления и перекрыт толщей глин, также относительно низкоомных. В центральной части профиля располагается заполненное газом поднятие, которое удалось выделить в виде высокоомной области.

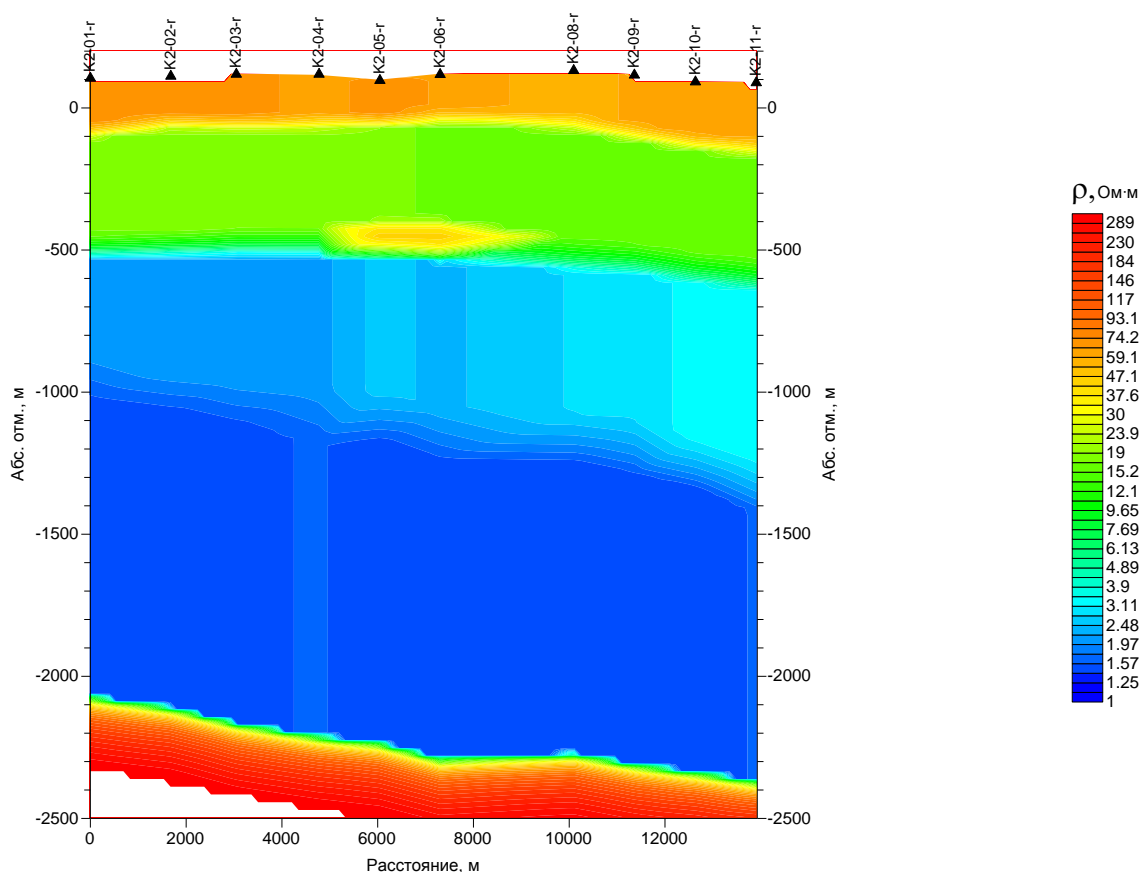


Рис. 4.3. Геоэлектрический разрез по профилю через ПХГ в Рязанской области.

Рассмотренные примеры демонстрируют современные возможности магнитотеллурики при решении следующих нефтегазовых задач:

- Изучение региональных особенностей строения осадочных бассейнов;
- Выявление локальных структур, перспективных на углеводороды;
- В редких случаях непосредственное картирование залежей.

Для решения последней задачи более перспективны зондирования с искусственным гальваническим (заземлённым) источником и измерением электрического поля. Залежи нефти и газа нередко являются единственными высокоомными объектами среди терригенных насыщенных солёной водой пород на шельфе, в этом случае зондирования с искусственным источником даёт очень хороший результат (см. раздел 1.2.5). Это обусловило бурное развитие морской нефтегазовой электроразведки в 2000-х годах.

К сожалению, на суше такая ситуация встречается редко, чаще всего в разрезе присутствуют высокоомные слои, которые в основном и формируют характер аномалий. Для примера на рис. 4.4 приведены результаты моделирования ЧЗ по программе [Друскин и Книжнерман, 1988]. Фоновый нормальный разрез характерен для юго-запада Московской синеклизы (Калужская область) и включает два высокоомных слоя, содержащих прослойки гипса и ангидрита. Как видно из приведённых над разрезом кривых, эти слои сильно экранируют электрическую компоненту. Если же допустить разрыв в этих экранах, то тип кривых при переходе через этот разрыв резко меняется и они начинают чувствовать проводящую подэкранную толщину [Матвеев и Пушкарев, 2001].

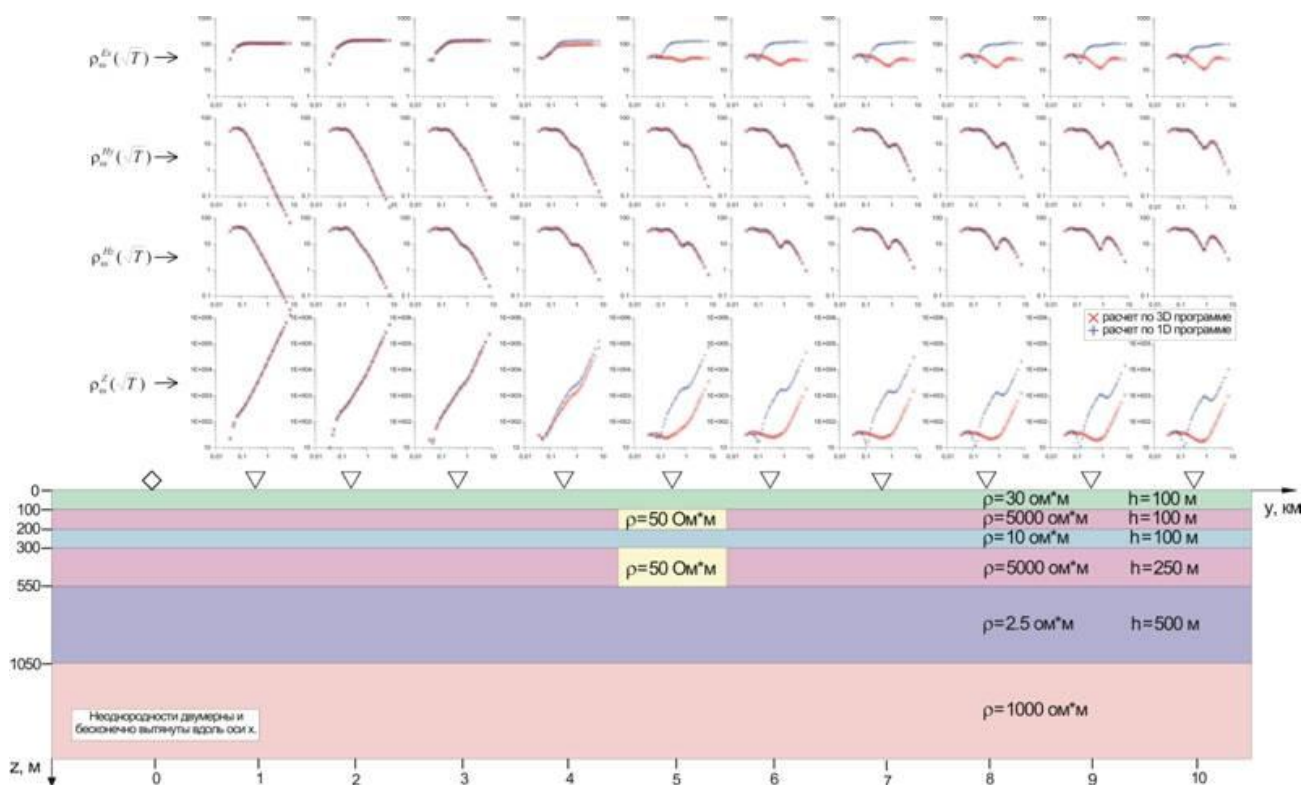


Рис. 4.4. Результаты моделирования кривых ЧЗ. Внизу – геоэлектрический разрез, вверху – кривые кажущегося сопротивления по компонентам (сверху вниз) E_x , H_y , H_z и $Z=E_x/H_y$ в точках профиля на удалении от 1 до 10 км от питающего диполя на его экваторе. Синие кривые отвечают фоновому 1D разрезу, красные – разрезу с 2D вставками 50 Ом*м [Матвеев и Пушкарев, 2001].

Метод ЗСБ с индукционным возбуждением и измерением магнитного поля также применяется при изучении осадочных бассейнов, особенно в Восточной Сибири [Поспеев и др., 2010]. При меньшей глубинности, чем у МТЗ, и дополнительных затратах на источник, этот метод обеспечивает более высокую точность наблюдений, особенно при высоком уровне промышленных помех.

Использование явления вызванной поляризации для изучения нефтегазовых месторождений основано на представлениях о том, что над залежами образуются зоны эпигенетических изменений, в частности, образуются небольшие вкрапления пирита, который является электронным проводником [Сейфуллин и др., 1986]. Конечно, аномалии над нефтегазовыми залежами гораздо меньше, чем на рудных месторождениях, и не превышают первых процентов или градусов.

В работе [Пальшин и др., 2015] отмечается, что магнитотеллурика наиболее эффективна в районах, сложных для основного метода нефтегазовой геофизики – сейсморазведки. Это районы развития базальтовых траппов, солянокупольной тектоники, складчатые области. В принципе то же самое относится и к другим ЭМ зондированиям. С другой стороны, в районах, где получены качественные сейсмические данные, возможности ЭМ зондирований возрастают из-за увеличения объёма априорной информации, обеспечивающей более надёжную и детальную интерпретацию.

Перспективной является разработка методов и программ совместной 3D инверсии сейсмических и ЭМ данных [Moorkamp et al., 2011; Голубев и др., 2016], правда, при этом требуются площадные системы наблюдений. В то же время благодаря пологости границ в осадочных бассейнах хорошо себя зарекомендовал подход, при котором выполняется 1D интерпретация с учётом положения сейсмических горизонтов [Vubnov et al., 2007].

4.2. Поиск и разведка рудных месторождений

Изучение рудных месторождений является ключевой областью применения ЭМ методов геофизики как в нашей стране, так и за рубежом. Применительно к задачам поиска и разведки проводящих рудных тел развивались индуктивные методы дипольного индукционного профилирования (ДИП), переходных процессов (МПП), незаземленной петли (НП) и длинного кабеля (ДК) [Якубовский, 1963; Светов, 1973; Захаров, 1975]. Интерпретация данных этих методов в основном велась в режиме профилирования. Последние тенденции в рудной ЭМ геофизике связаны с переходом к измерениям на большом количестве времён становления или генерируемых частот (ЗС, ЧЗ), а также с внедрением метода АМТЗ [Куликов и Яковлев, 2011; Варенцов и др., 2013].

Рассмотрим геоэлектрическую модель рудоносной интрузии (рис. 4.5). Она была составлена нами по результатам АМТЗ, выполненных компанией «Северо-Запад» на одном из месторождений Норильского рудного узла, путём схематизации и горизонтального масштабирования. Во вмещающем двухслойном разрезе залегает высокоомная интрузия, в подошве которой залегают большое и малое проводящие рудные тела. Подобные структуры возникают вследствие гравитационной дифференциации в процессе застывания интрузии.

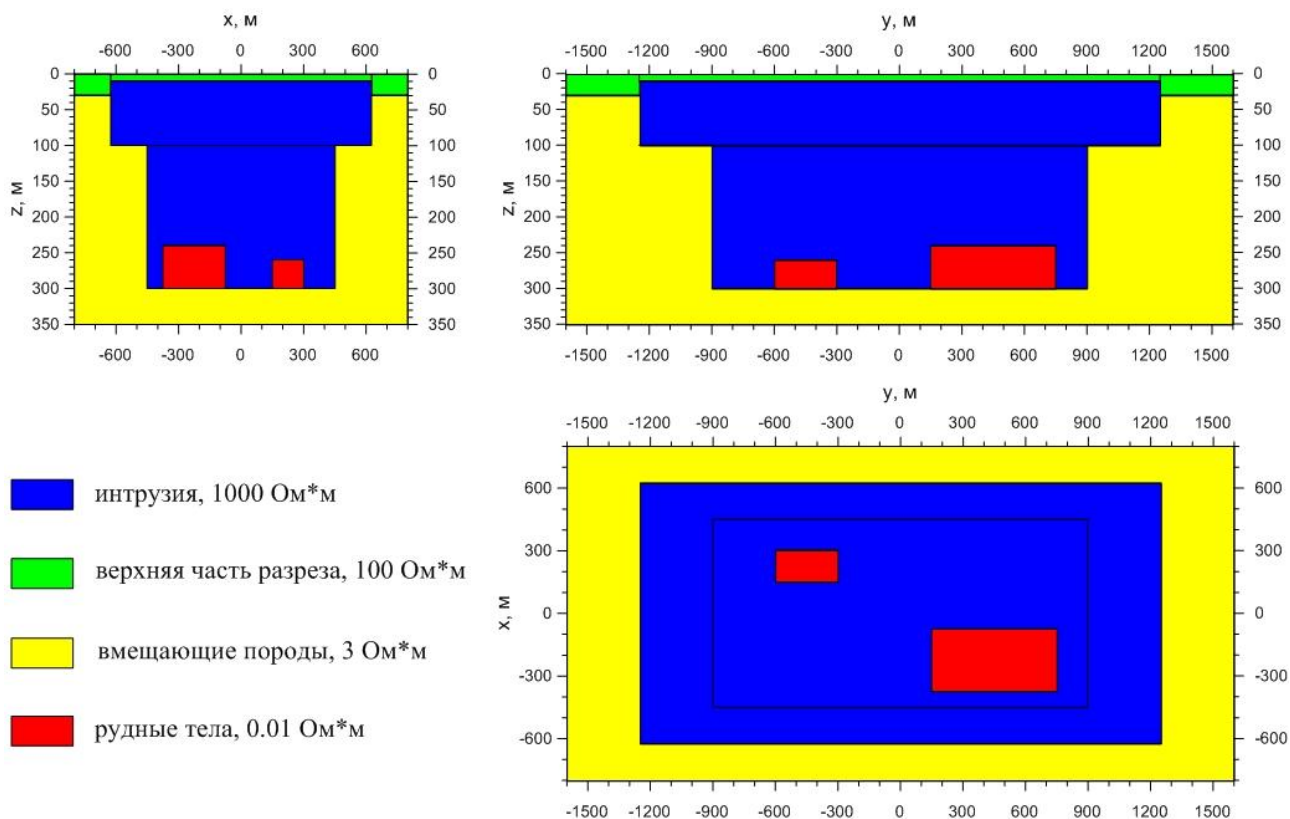


Рис. 4.5. Геоэлектрическая модель рудоносной интрузии.

Проекция элементов на плоскости xOz , yOz и xOy .

Чтобы оценить чувствительность МТ данных к наличию проводящих рудных тел, рассмотрим графики кажущегося сопротивления вдоль профилей, пересекающих тела и проходящего между ними, в сравнении с результатами без рудных тел [Yavich et al., 2016]. Большое рудное тело создаёт в кажущемся сопротивлении аномалию в десятки процентов, в то время как аномалия от малого тела не превышает первых процентов и с трудом может быть выделена в реальных условиях.

Отметим, что в работе [Пушкарев и др., 2010] приведены результаты 3D инверсии модельных данных (четырёх компонент $[Z]$), отвечающих схожей модели, но с большими размерами всех структур по горизонтали. В этом случае программа WSInvMT3D [Siripunvaraporn et al., 2005a] смогла выделить оба проводящих тела.

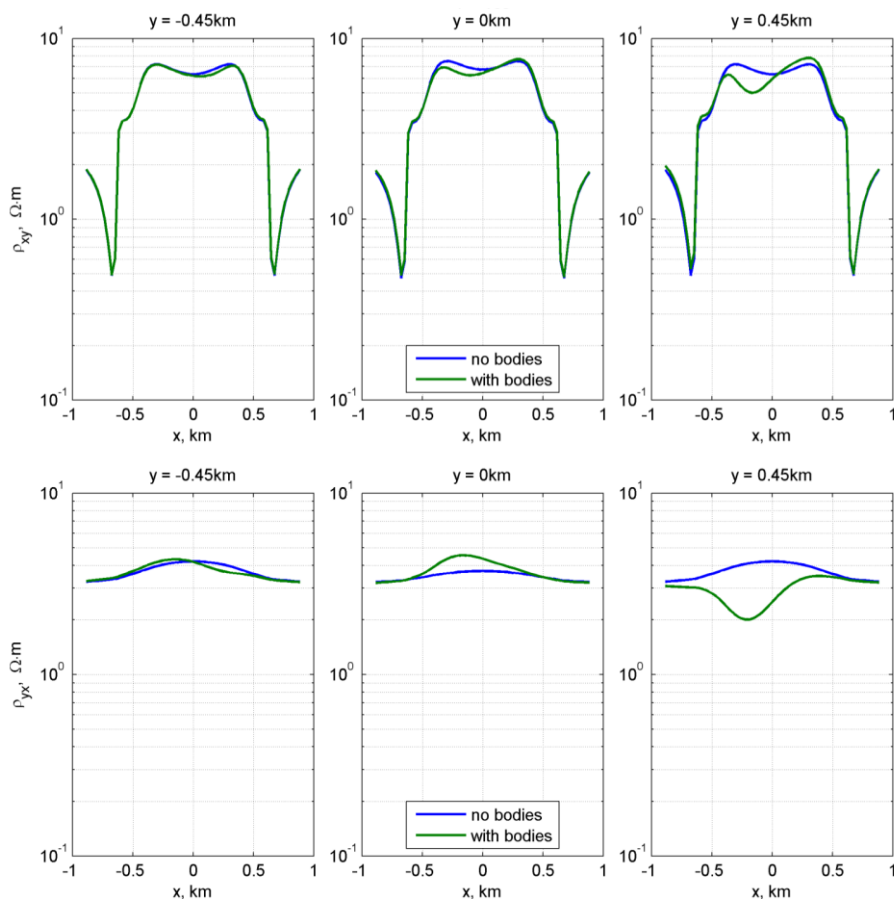


Рис. 4.6. Графики кажущегося сопротивления (квази-поперечная и квази-продольная компоненты) на периоде 10 секунд по трём профилям, пересекающим интрузию и проходящим над малым телом (слева), над большим телом (справа) и проходящем между ними (посередине). Синие линии отвечают модели без рудных тел [Yavich et al., 2016].

Далее рассмотрим пример инверсии с помощью этой программы реальных данных. Они были получены компанией «Норильскгеология» на одном из месторождений Норильского рудного узла. Измерения проводились на нескольких удаленных друг от друга профилях, кроме того, на некоторых участках кондиционные данных отсутствовали из-за помех, поэтому сеть наблюдений получилась весьма нерегулярная. Точки наблюдения показаны на рисунке 4.7, иллюстрирующем также степень совпадения модельных и наблюдаемых данных (на примере одной из компонент).

Расчеты проводились на персональном компьютере с 12 Гб оперативной памяти, что позволило использовать представительный набор МТ-данных. При задействовании почти всей памяти, одна 3D инверсия (5-10 итераций) занимала 1-2 недели. Потребовались многократные перезапуски программы с разными значениями параметров, определяющих погрешность данных и гладкость модели. Это объясняется, с одной стороны, резкими изменениями кривых МТ-зондирования от точки к точке, что заставляло программу строить

контрастную модель, а с другой стороны, большими расстояниями между профилями, что позволяло программе создавать между ними яркие аномалии.

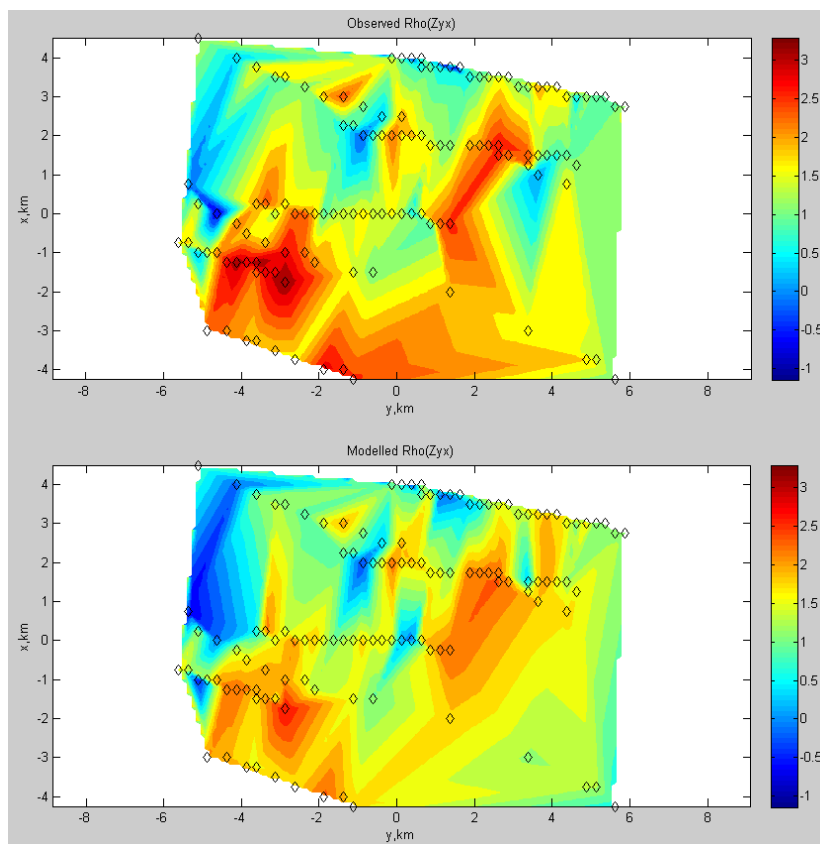


Рис. 4.7. Карты наблюдаемых и модельных значений кажущегося сопротивления (десятичные логарифмы) по компоненте Z_{yx} на периоде 0.034 с. Модельные значения отвечают 3D модели, полученной при инверсии наблюдаемых данных (после 10 итераций).

Ромбики – точки наблюдения.

Результаты инверсии представлены в виде вертикальных срезов по широтным профилям (рис. 4.8) в сопоставлении с геологическими разрезами, построенными по данным бурения. На них красным показан проводящий рудоносный горизонт [Куликов, 2015].

Инверсия проводилась без учета рельефа, поэтому верхнюю границу (ноль) итоговой модели можно соотнести с минимальной отметкой рельефа на участке моделирования, т.е. приблизительно +300 м.

Поскольку сетка, покрывающая область моделирования, содержала относительно небольшое число ячеек (47x58x20), полученный результат довольно грубый. По сути, на итоговой модели мы можем увидеть только общие границы проводящей «рудной» зоны.

На всех профилях, пересекающих центральную часть месторождения, фиксируется субгоризонтальное проводящее тело, сопротивлениями не более первых десятков Ом·м. При

сопоставлении с геологическими разрезами можно увидеть, что положение в разрезе и контуры проводящей области хорошо коррелируются с рудоносным горизонтом (рис. 4.8). Проводящий горизонт наиболее погружен в центральной части профиля и поднимается к поверхности на востоке и западе.

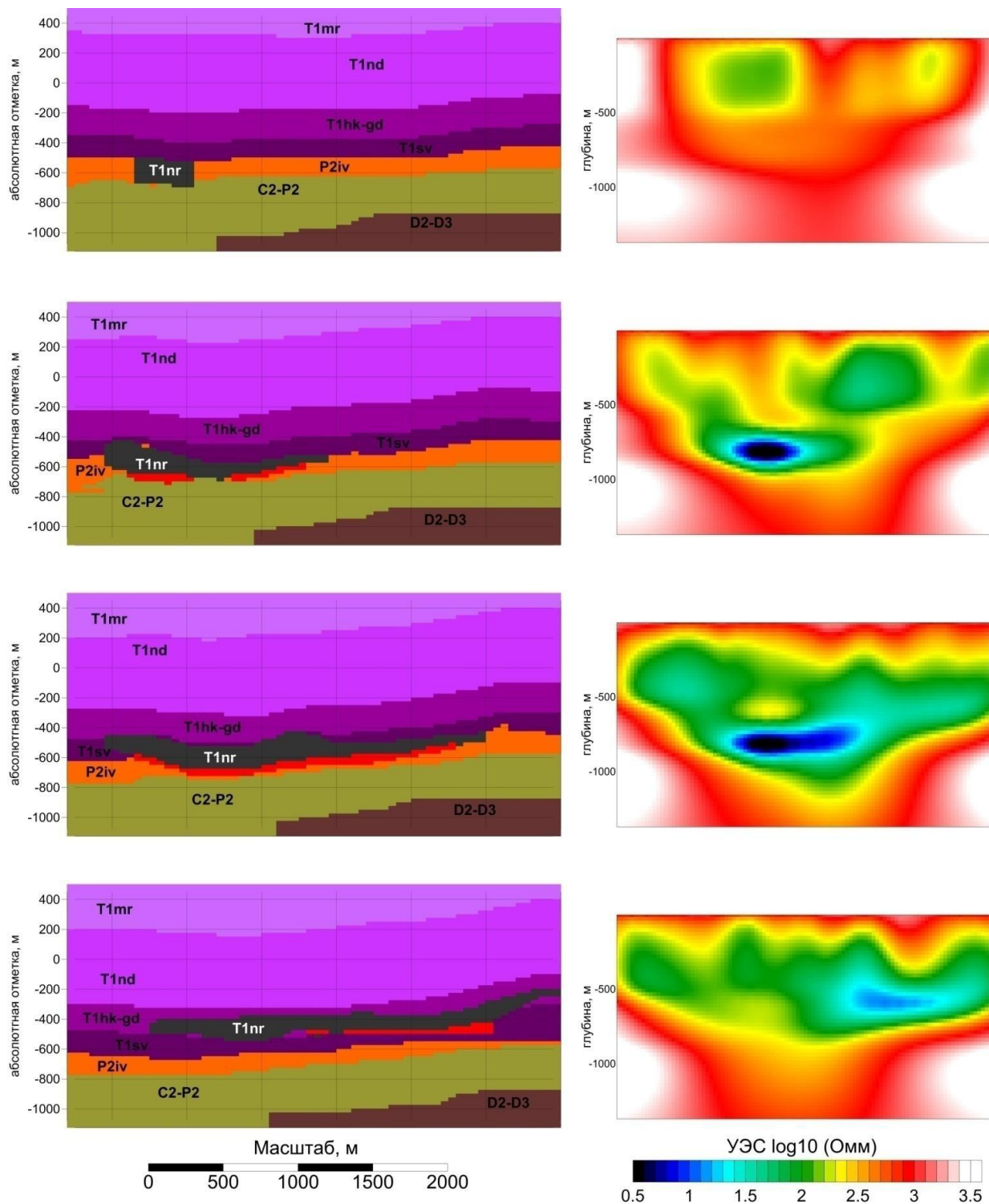


Рис. 4.8. Результаты 3D-инверсии в виде геоэлектрических разрезов по отдельным широтным профилям (справа) и геологических разрезов по данным бурения (слева).

[Куликов, 2015].

Не всегда рудные тела являются проводящими объектами. Например, при золото-сульфидном и даже золото-кварц-сульфидном оруденении руда имеет низкое сопротивление, в то время как при золото-кварцевом она может быть высокоомной на фоне вмещающих пород. Рассмотрим соответствующий пример [Кошурников и др., 2011].

Месторождение Павлик находится в пределах Аян-Юрхского антиклинория, который в свою очередь является частью Яно-Колымского металлогенического пояса. Антиклинорий сложен преимущественно углифицированными метатерригенными породами верхнего палеозоя.

Месторождение было открыто в 1942 году, после чего в результате детальных разведочных работ были выделены отдельные золоторудные минерализованные зоны. Глубинное строение месторождения оставалось неизвестным, однако существовала гипотеза о наличии крупного глубинного золотоносного штокверка. Для её проверки на месторождении компанией «МГУ-Геофизика» в 2010 году были выполнены 300 АМТЗ по 6 профилям, ориентированным вкрест предполагаемого штокверка.

Анализ данных АМТЗ показал довольно сильную горизонтальную неоднородность среды. При этом, к сожалению, многие искажения носили трёхмерный характер. Даже на участках, на которых полярные диаграммы тензора импеданса и индукционные стрелки свидетельствовали о двухмерном строении среды, они были направлены под углами к профилям наблюдений. Поэтому интерпретация не могла решить задачу построения детальной модели, и нами было принято решение выполнить сглаживающую 1D инверсию эффективных кривых АМТЗ для выделения предполагаемого штокверка на фоне вмещающих пород. Предварительно кривые кажущегося сопротивления были нормализованы таким образом, чтобы их уровень плавно менялся вдоль профилей.

В качестве примера на рис. 4.9 показан геоэлектрический разрез по одному из профилей. В интервале расстояний примерно от 500 до 1500 м на глубины до нескольких сотен метров прослеживается область повышенных сопротивлений (порядка 500 Ом*м) на фоне более проводящих вмещающих углисто-метатерригенных толщ Аян-Юрхского антиклинория (около 100 Ом*м и менее). Эта высокоомная зона прослежена и на остальных пяти профилях.

По результатам АМТЗ была заложена скважина в центре высокоомной аномалии. По ней было установлено наличие крупномасштабного золоторудного оруденения штокверкового типа, которое не было выявлено с поверхности канавами. Таким образом, была подтверждена гипотеза, что известные отдельные жилы сходятся в крупный глубинный штокверк. Стало очевидно, что оруденение имеет не жильный, а штокверковый тип, что позволило провести переоценку запасов золота в сторону увеличения.

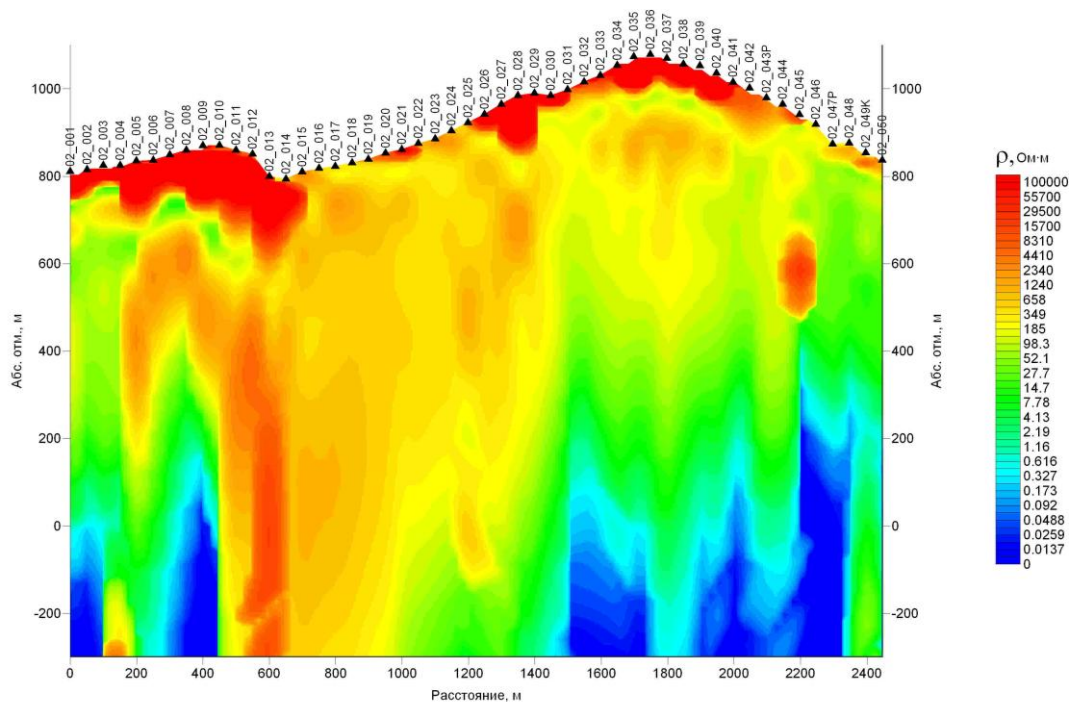


Рис. 4.9. Геоэлектрический разрез по данным АМТЗ по профилю на участке «Павлик» (Магаданская область) [Кошурников и др., 2011].

Таким образом, метод АМТЗ в последнее время успешно применяется при разведке рудных месторождений. Не менее широко используются методы гармонических полей и становления поля [Smith, 2014], которые позволяют дополнительно изучать поляризационные характеристики [Куликов и Яковлев, 2008; Titov et al., 2002]. На поисковом этапе активно применяется аэроэлектроразведка [Тригубович, 2007; Волковицкий и др., 2010], в том числе с использованием МТ поля [Lo et al., 2008]. При детальной разведке используются межскважинные наблюдения [Истратов, 2008; Куликов и др., 2013].

4.3. Геотермальные исследования

В мире наблюдается рост интереса к геотермальным ресурсам. При этом МТ и другие ЭМ зондирования играют ведущую роль при их изучении [Мороз, 1991; Munoz, 2014]. Это связано с существенным понижением сопротивления при обводнённости горных пород, при их гидротермальных минеральных преобразованиях, а также полном или частичном плавлении. Рассмотрим два примера исследований геотермальных зон, выявивших эти особенности. Работы проводились в рамках проекта, инициированного В.В. Спичаком.

Геотермальная зона Лардерелло-Травале (Larderello-Travale) располагается на севере Италии. Здесь в 1904-м году был получен первый в мире опыт использования геотермальных

ресурсов для выработки электроэнергии. Температурная аномалия здесь связана с внедрением интрузии в период тектонического растяжения (поздний миоцен). До 1970-х годов эксплуатировался неглубокий (до 1,5 км) резервуар термальных вод в карбонатных породах. По мере его истощения было, во-первых, начато повторное закачивание воды в резервуар и, во-вторых, геофизические исследования для оценки перспективности добычи теплоносителя из метаморфического основания [Gianelli et al., 1997].

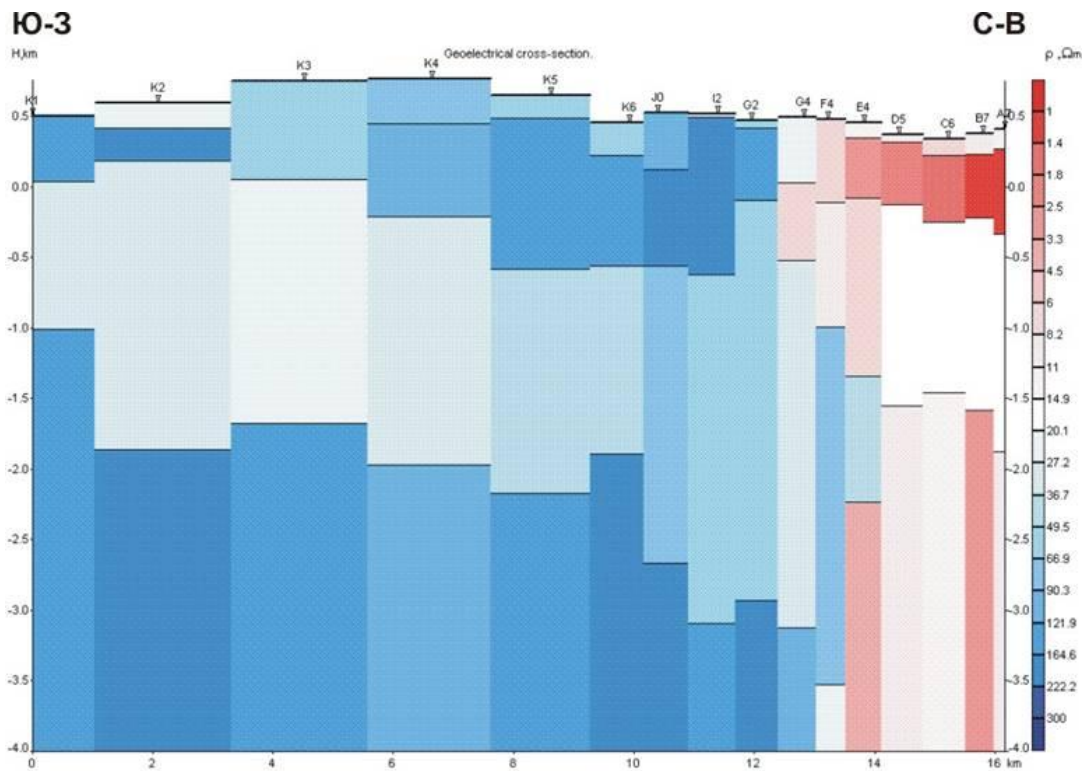


Рис. 4.10. Геоэлектрический разрез вдоль профиля в геотермальной зоне Лардерелло-Травале (Италия), полученный в результате 1D подбора эффективного импеданса.

В том числе, в 2004 году нами были выполнены площадные МТ наблюдения в 60 точках, а затем анализ, нормализация способом пространственной фильтрации и 1D интерпретация полученных данных в рамках «толсто-слоистой» модели по программе [Лонгинов, 2000]. На рис. 4.10 показан геоэлектрический разрез по профилю вкост основных тектонических структур. На большей части профиля молодые осадки имеют малую мощность, на глубине в десятки – первые сотни метров залегают высокоомные метаморфические породы. В них на абсолютных отметках от 0 до -2 км на юго-западе и от 0 до -3 км в центральной части профиля наблюдается зона пониженных сопротивлений, природа которых связана с повышенной трещиноватостью и обводненностью [Manzella et al., 2006]. Резко отличается ещё более низкими сопротивлениями северо-восточная часть

профиля. Вверху, до абсолютной отметки -1.5 км, здесь залегают хорошо проводящие неогеновые осадки, заполняющие впадину, образовавшуюся в ходе пост-коллизийного растяжения. Однако и под осадками, в метаморфическом основании, сопротивление существенно понижено. Этому может быть два объяснения: влияние искажений из-за резко горизонтально-неоднородного строения и наличие крупной разломной зоны, по которой и развивалась впадина в ходе растяжения.

Отметим, что успех выявления проводящих (обводнённых) зон в метаморфическом фундаменте существенно зависит от гальванической связи между этими зонами и осадочным чехлом. Для иллюстрации этого утверждения нами был построен ряд из трёх моделей, представленных на рис. 4.11. Осадочный слой (1) обладает сопротивлением 10 Ом*м и мощностью 50 м, литосфера (2) сопротивлением 1000 Ом*м на глубине 80 км сменяется проводящей (50 Ом*м) астеносферой (3). В модели 1 присутствует водонасыщенная зона (4) сопротивлением 5 Ом*м, в модели 2 она соединяется с осадочным чехлом по периметру разломами (4+5), в модели 3 она смыкается с ним по всей площади (4+5+6).

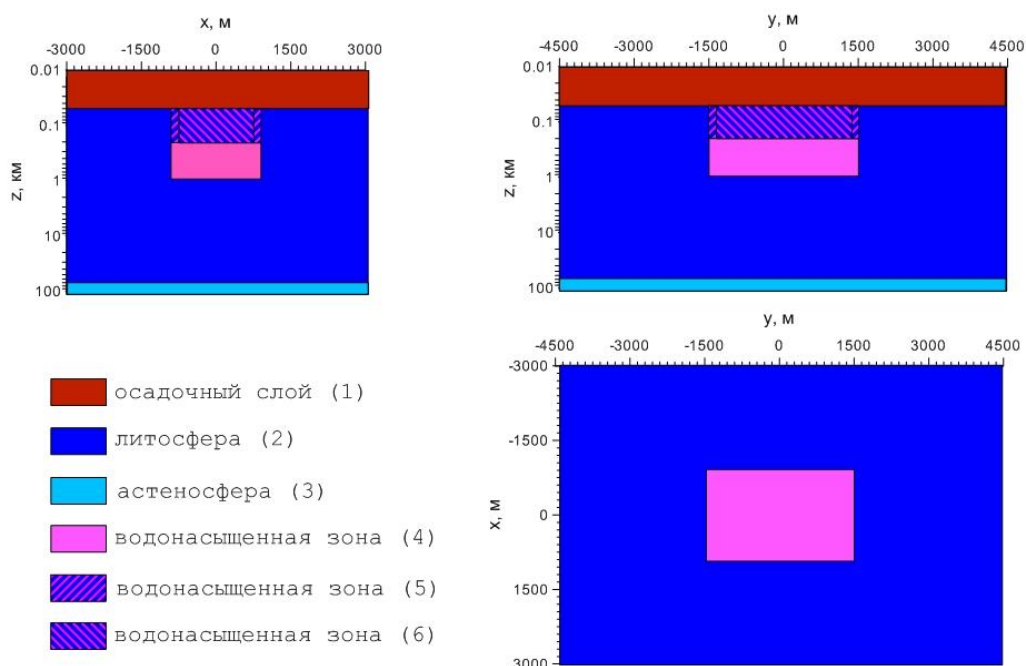


Рис. 4.11. Физико-геологическая модель водонасыщенной зоны в трёхслойном разрезе.

Разрезы в плоскостях xOz и yOz и карта на глубине 500 м.

На рис. 4.12 приведены результаты моделирования в виде частотных разрезов по профилю, проходящему над центром аномалии. Видно, что при переходе от модели 1 к модели 2 резко повышается чувствительность к проводящей зоне и вместо компоненты Z_{yx} (квази-продольной) более чувствительной становится Z_{xy} (квази-поперечная). При переходе далее к модели 3 картина меняется менее существенно.

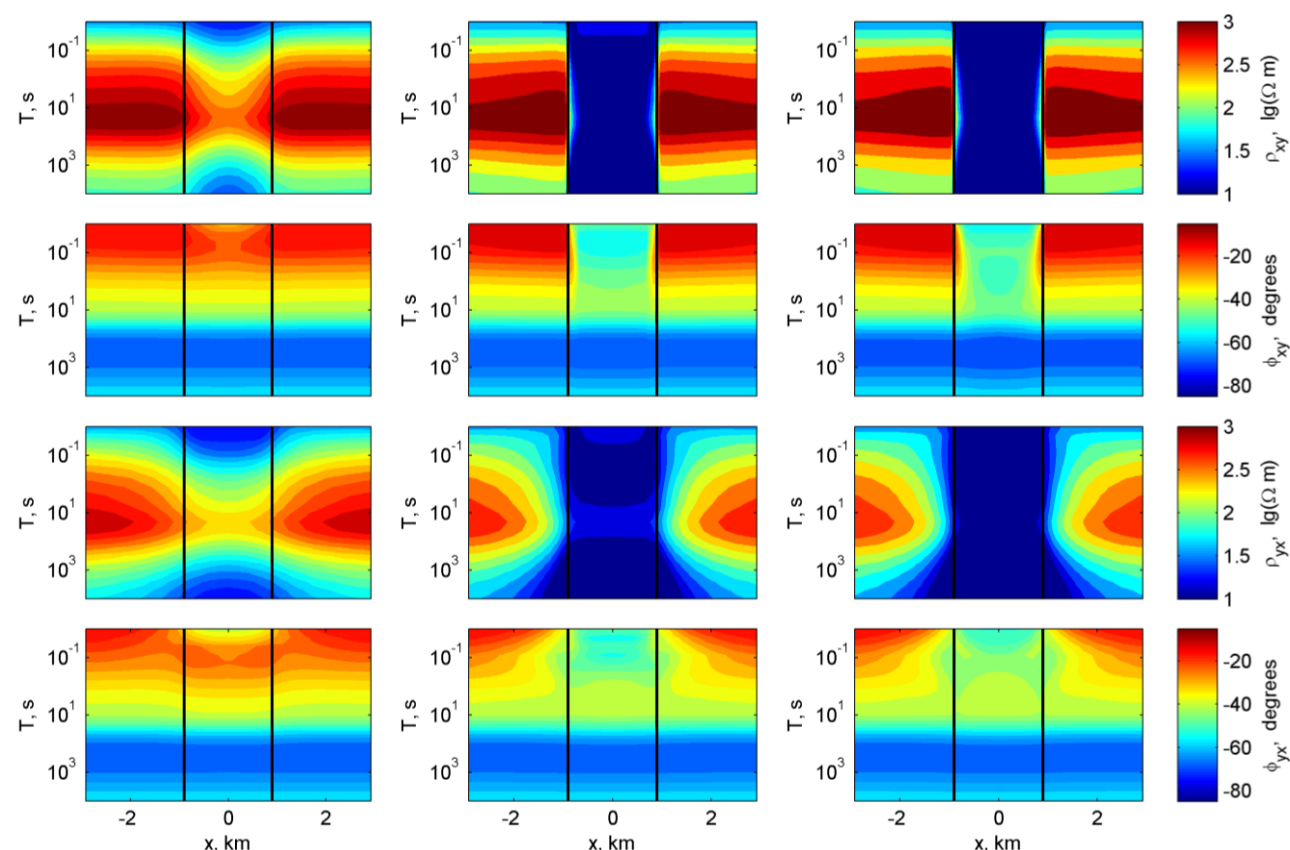


Рис. 4.12. Частотные разрезы кажущихся сопротивлений и фаз основных компонент тензора импеданса по профилю $y=0$. Слева – модель 1, в центре – 2, справа – 3. Черные линии отмечают положение границ аномалии.

В качестве второго примера рассмотрим геотермальную зону Хенгил (Hengill), расположенную на юго-западе Исландии, и частично обеспечивающая Рейкьявик электричеством и горячей водой.

С геотермальными зонами Исландии связаны яркие аномалии электропроводности. Над резервуарами, на глубинах порядка нескольких сотен метров, наблюдаются низкоомные «шапки» из глинистых минералов, образовавшихся при термальном изменении базальтов. На больших глубинах, под геотермальными резервуарами, также наблюдаются проводящие структуры, предположительно связанные с плавлением вещества и/или возникновением рассолов магматического происхождения. Оба типа аномалий отчетливо проявляются на фоне вмещающих базальтов высокого сопротивления.

Хорошо проводящие «шапки» успешно картируются методом ЗСБ. Однако, эти аномалии могут быть связаны как с современной, так и с древней геотермальной активностью. Поэтому в настоящее время основное внимание уделяется изучению глубинных источников геотермального тепла с помощью метода МТЗ.

В геотермальной зоне Хенгил в 2005-2006 годах с аппаратурой MTU компании Phoenix Geophysics нами было выполнено 155 зондирований [Пушкарев и др., 2007]. В связи с труднодоступностью местности (лавовые поля, скалы) работы проводились в пешеходном варианте, по неравномерной сети, в площадном варианте.

Анализ полярных диаграмм и индукционных стрелок показал, что на высоких частотах, которым отвечают глубины до первых км, изучаемую среду можно с высокой степенью точности аппроксимировать горизонтально-слоистыми моделями. На низких частотах, обеспечивающих большую глубинность исследования, выделяется двумерная структура, простираение которой отвечает ориентации оси рифта.

Для построения предварительной геоэлектрической модели геотермальной зоны Хенгил использовалась одномерная интерпретация эффективных кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса. Часть данных (результаты работ в сезоне 2005 года) была проинтерпретирована в рамках «толсто-слоистой» модели по программе MSU_MTI1D [Лонгинов, 2000], позднее по всем данным нами была сделана сглаживающая инверсия по программе Occam1D [Constable et al., 1987].

На рис. 4.13 показан полученный последним способом разрез по одному из профилей вкрест оси рифта. В варианте до абс. отм. -1 км выделяется верхний проводник, в варианте до абс. отм. -10 км – нижний. При этом наиболее проводящие области верхнего проводника как бы спроецировались и на нижний, что даёт основание для предположения об искажении информации о глубинных структурах неоднородностями верхней части разреза.

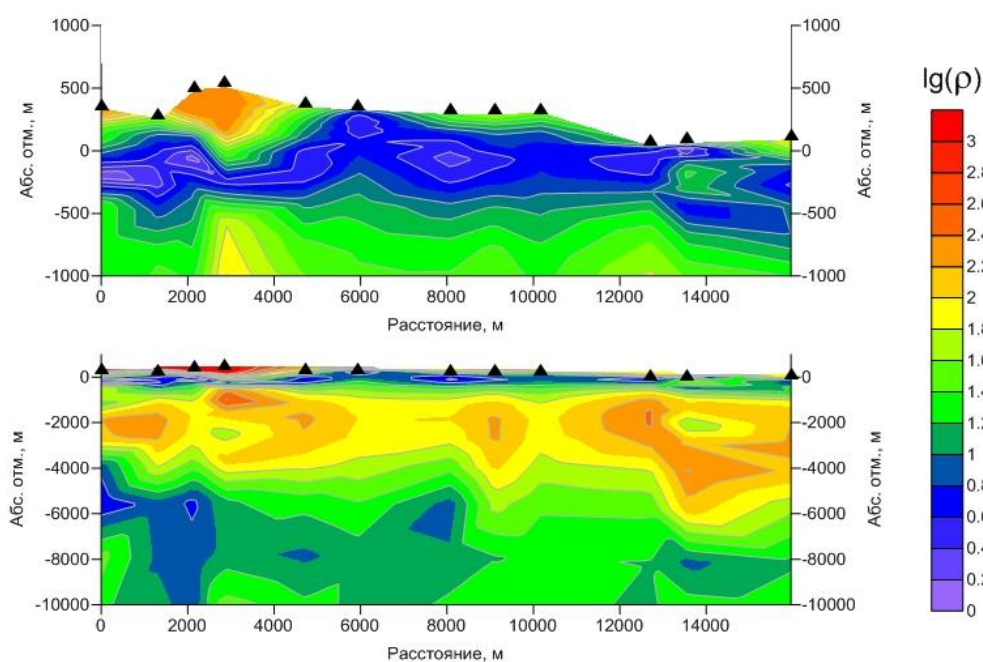


Рис. 4.13. Геоэлектрические разрезы геотермальной зоны Хенгил (Исландия) по профилю 10 до абсолютных отметок -1 и -10 км.

Для исследования этой проблемы и для оценки эффективности методов инверсии в таких условиях мы провели моделирование и инверсию синтетических МТ данных [Pushkarev & Ivanova, 2012].

3D модель геотермальной зоны включает два вытянутых проводника, соотношение их длины и ширины составляет 3:1. В фоновом разрезе они вырождаются в два тонких проводящих слоя в диапазонах глубин 0.2 – 0.3 и 7 – 8 км. Вмещающие высокоомные горные породы (литосфера) подстилаются проводящей астеносферой (рис. 4.14). Синтетические МТ данные были рассчитаны с помощью программы 3D моделирования [Mackie et al., 1994].

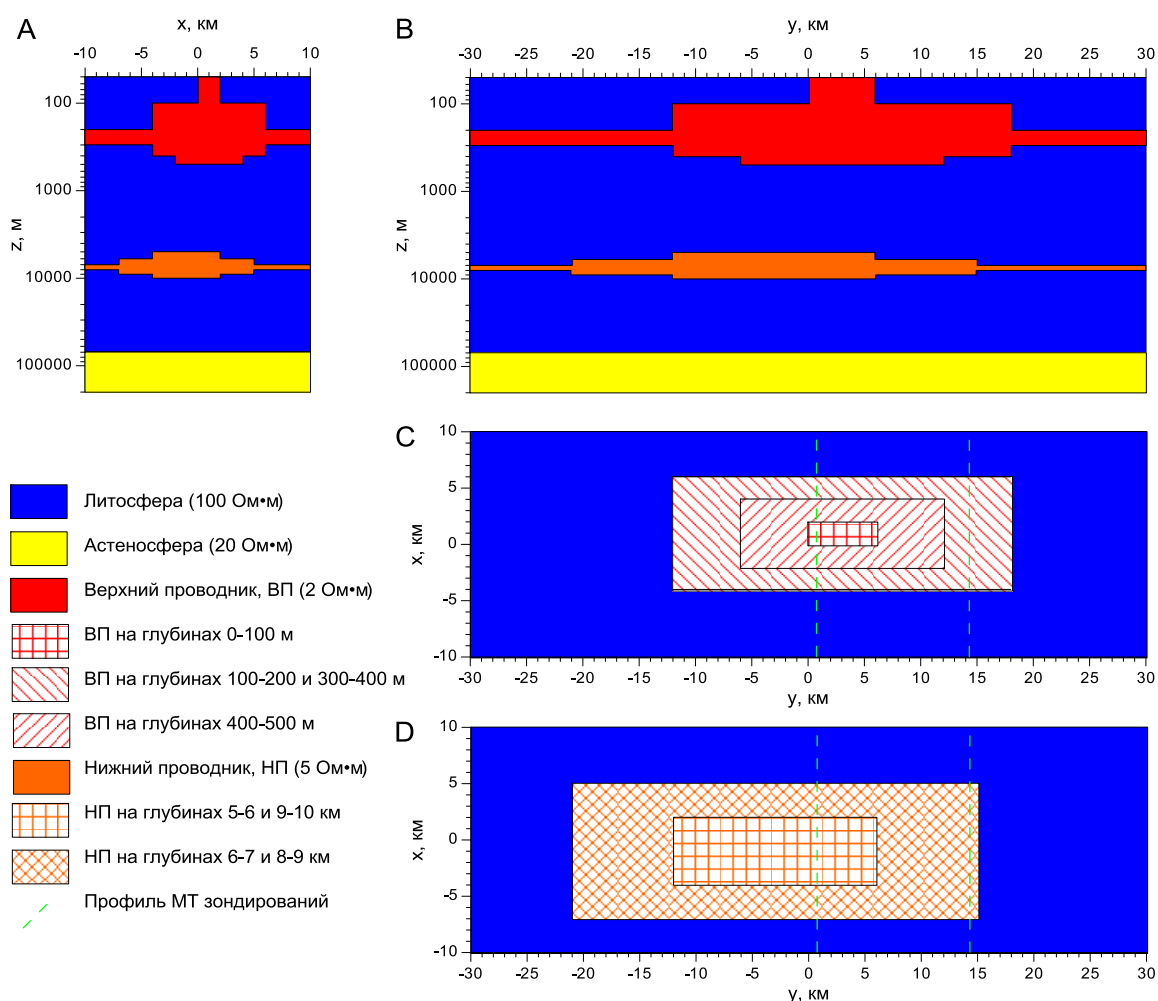


Рис. 4.14. Типичная геоэлектрическая модель геотермальной зоны. А и В – разрезы в плоскостях $y=0$ и $x=0$, С и D – карты верхнего и нижнего проводников на разных глубинах.

Рассмотрим результаты 1D и 2D инверсии синтетических данных по двум профилям: “центральному”, пересекающему проводящие объекты вблизи центров, и “боковому”, пересекающему их вблизи краёв (рис. 4.15). 1D инверсия эффективного импеданса по программе Occam1D [Constable et al., 1987] верно восстановила структуру приповерхностного проводника, но исказила структуру глубинного. 2D инверсия

поперечного и продольного импедансов и типпера по программе REBOCC [Siripunvaraporn, Egbert, 2000] дала достоверную информацию о глубинном проводнике и глубине до астеносферы.

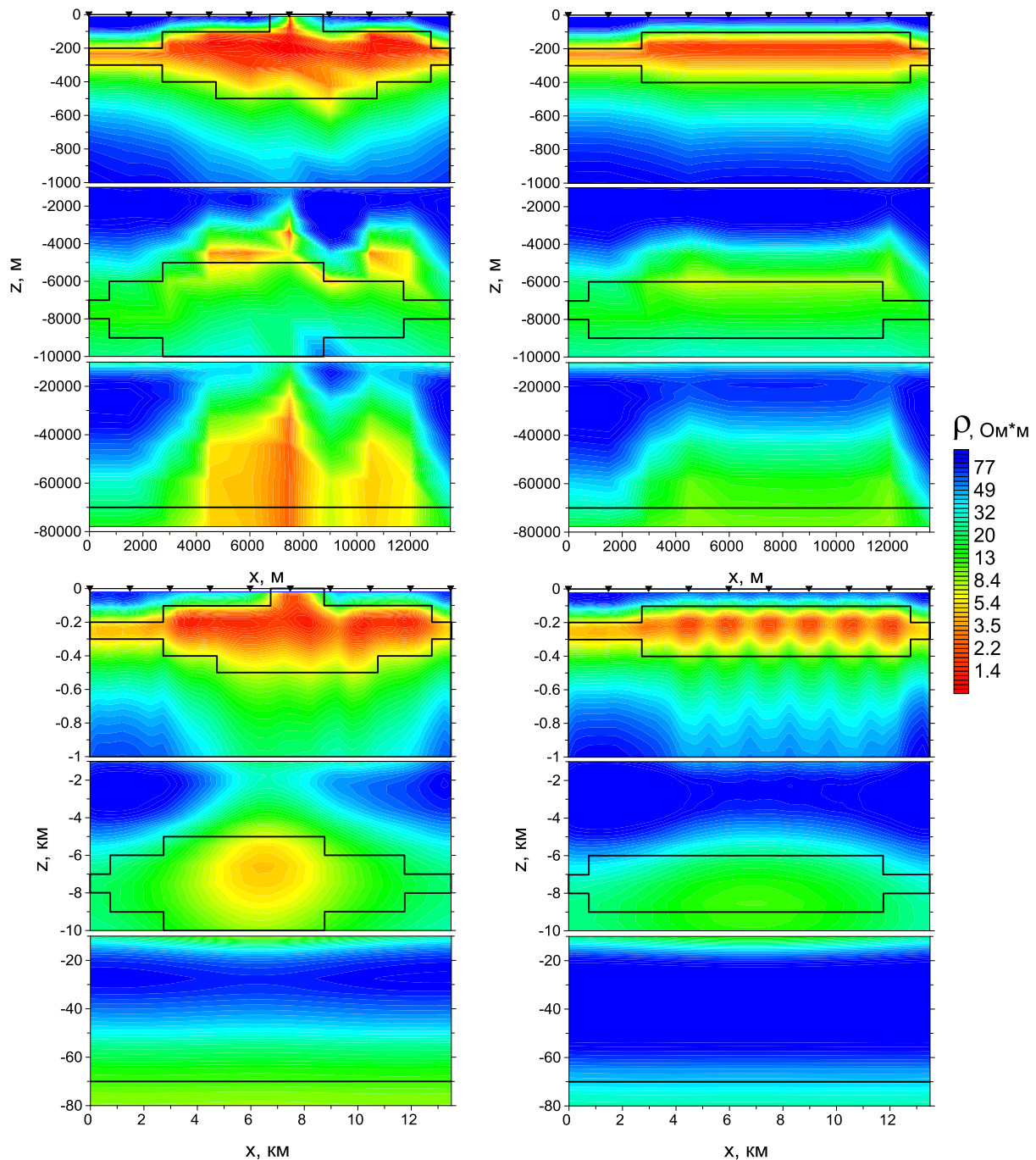


Рис. 4.15. Результаты инверсии (геоэлектрические разрезы), слева – по «центральному», справа – по «боковому» профилю, сверху - 1D инверсия по программе Occam1D, внизу – 2D инверсия по программе REBOCC. Черные линии показывают истинное положение границ.

Полученные результаты иллюстрируют, к каким погрешностям приводит применение 1D инверсии при наличии в разрезе приповерхностной и глубинной горизонтально-

неоднородных проводящих зон. Отметим, что в нашем случае соотношение длины и ширины этих зон оказалось благоприятным для 2D инверсии. Очевидно, что в более сложных условиях и она может привести к существенным погрешностям, а правильный результат обеспечит лишь 3D инверсия.

4.4. Перспективы изучения петротермальных ресурсов платформ

Вследствие уменьшения запасов органического топлива и роста потребностей в энергоресурсах, а также для сохранения окружающей среды в энергетический оборот всё активнее вовлекаются возобновляемые альтернативные энергетические источники. Для России, с ее относительно малым количеством солнечных дней в году и большими перепадами температур в тропосфере наиболее приемлемым является использование глубинного тепла Земли. На огромной территории России содержится колоссальный ресурс тепловой энергии, заключенный в разогретых глубинным тепловым потоком горных породах. При совершенствовании технологии глубокого бурения и производства зон гидроразрыва горных пород извлечение этого (петротермального) тепла «сухих горных пород» может стать вполне рентабельным. В этом случае мы получим практически неисчерпаемый энергетический ресурс для обеспечения теплом и электроэнергией «удаленные» малые города и поселки. В перспективе возможно использование тепла недр Земли в пределах древних платформ, где эксплуатационные температуры 200-250°C содержатся на глубинах более 8 км [Гнатусь и др., 2011]. Для использования ресурсов платформенных областей предлагается использовать замкнутые петротермальные циркуляционные системы (ПЦС). В такой системе поверхностная вода закачивается в нагнетательную скважину, нагревается в созданном с помощью гидроразрыва резервуаре (коллекторе), и откачивается через эксплуатационную скважину.

Важным критерием выбора мест размещения ПЦС является близость к потребителю электроэнергии и, особенно, горячей воды, если предполагается её использование для теплоснабжения. Эффективность выбора районов строительства ПЦС может повысить использование геофизической информации, в том числе результатов глубинных МТ зондирований. Их применение возможно на трёх этапах [Пушкарев и др., 2014]:

- 1) этап региональных исследований, на котором выявляются зоны вероятного повышения глубинных температур, где требуемая глубина бурения может оказаться меньше;
- 2) этап детальных изысканий в выбранном для строительства ПЦС районе для установления степени трещиноватости пород на эксплуатационном интервале глубин;
- 3) этап геофизического и экологического мониторинга в процессе эксплуатации ПЦС.

Интересующий нас диапазон глубин может находиться либо в самых низах разреза глубоких осадочных бассейнов, либо уже в кристаллическом фундаменте. В результате МТ зондирований накоплено много информации о коровых проводящих аномалиях, созданы карты аномалий разных масштабов – от отдельных регионов до территории бывшего СССР (см. рис. 3.1) и даже всего мира [Жамалетдинов и Кулик, 2012].

Достаточно подробно исследована связь коровой проводимости с геотермическим режимом недр [Гордиенко и др., 2007]. И, хотя природа многих аномалий остаётся дискуссионной, на наш взгляд, есть хорошие перспективы использования информации о коровой проводимости для прогноза петротермальных ресурсов. Так, некоторые аномалии могут быть вызваны современной тектоно-магматической активизацией, сопровождающейся внедрением расплавов и флюидов. Помимо этого, различные коровые аномалии связаны с графитизированными тектоническими швами и обводнёнными разломами. Как бы то ни было, они, по-видимому, являются глубинными относительно хорошо проницаемыми зонами. Таким образом, многие коровые аномалии соответствуют областям повышенного глубинного тепломассопереноса, который обуславливает образование геотермальных месторождений. Поэтому информацию о коровой проводимости необходимо использовать в комплексе геолого-геофизических данных при прогнозе ресурсов глубинного тепла.

На этапе детальных изысканий на выбранном под строительство участке часто применяется лишь малоглубинная геофизика. Однако при проектировании ПЭС желательно знать строение и свойства недр до глубин порядка 10 км, которых могут достичь забои скважин, и на которых будет создаваться коллектор тепла. Соответствующая геоэлектрическая модель позволит оценить глубины залегания отдельных горизонтов, выявить возможные тектонические нарушения и другие аномальные зоны. Серьёзной проблемой, ограничивающей возможности МТ зондирований, будет экранирование глубинных коровых аномалий из-за концентрации тока в проводящем осадочном чехле, подстилаемом высокоомным фундаментом. Ещё одной проблемой может быть высокий уровень промышленных электромагнитных помех, поскольку ПЭС предполагается строить вблизи потребителей электроэнергии и горячей воды. Впрочем, в этом случае могут быть проведены электромагнитные зондирования в поле мощного искусственного источника.

Мониторинг петротермальной системы представляется наиболее сложной задачей. Картирование резервуара с поверхности затрудняется маленьким соотношением его мощности и глубины залегания, а также упомянутым выше эффектом экранирования: возбуждение изометричного объекта, как гальваническое (за счёт перетекания тока из осадочного чехла), так и индукционное (за счёт ЭМ индукции в резервуаре), невелико. Нами было выполнено моделирование МТ поля над резервуарами с сопротивлением 5 Ом·м,

помещёнными в высокоомный фундамент, перекрытый тонким осадочным чехлом, и расположенными на разных глубинах (пример модели приведён на рис. 4.16). Мощность резервуаров составляла 100 м, а размеры в плане - 300 x 200 м² и 3000 x 2000 м². Оказалось, что аномалия кажущегося сопротивления не превышает 5% уже при достижении глубин залегания 200-300 м для первого, и 1000-1500 м – для второго резервуара.

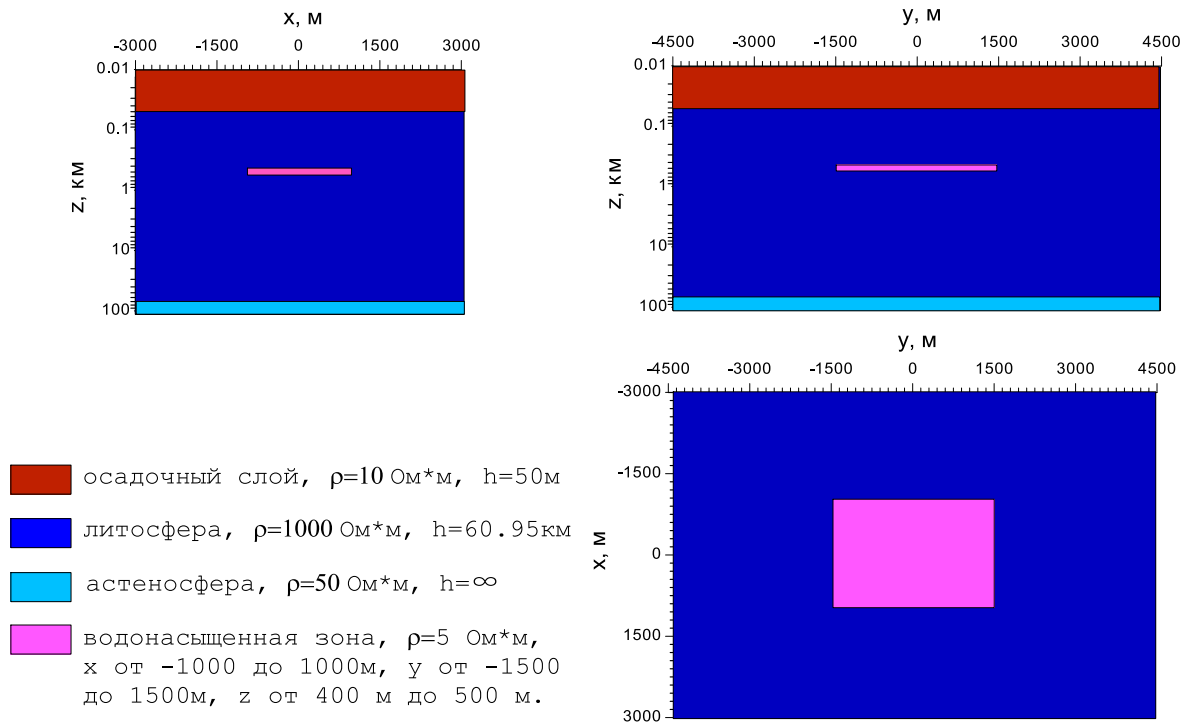


Рис. 4.16. Пример геоэлектрической модели резервуара.

Срезы в плоскостях $y=0$, $x=0$, $z=450$ м. [Пушкарев и др., 2014].

Более информативными могут быть скважинные или скважинно-наземные измерения полей искусственных источников. Впрочем, это потребует решения ряда технических вопросов, поскольку речь идёт об очень больших глубинах, температурах и давлениях. Помимо картирования резервуара как проводящего объекта, существует подход, основанный на анализе сигналов, вызываемых растрескиванием горных пород при гидроразрыве, однако этот подход требует специального обоснования.

4.5. Инженерно-гидрогеологические исследования

Электроразведочные методы применяются в инженерной геофизике с момента своего появления, но долгие годы речь шла в основном о методах постоянного тока и геоэлектрохимических [Огильви, 1990]. На современном этапе их эффективно дополняют

низкочастотные ЭМ методы: АМТЗ, РМТЗ, ЧЗ, ЗСБ. Имеется опыт их применения для решения следующих задач [Иванов, 2012]: изучение трещиноватых и разломных зон; карстовых и суффозионных зон; оползневых тел; решение гидрогеологических задач; изучение обводнённости горных выработок, гидротехнических сооружений и тоннелей; исследования криолитозоны; изучение техногенных загрязнений и поиск подземных коммуникаций; археологические исследования.

Рассмотрим методику и результаты применения ЭМ методов при изысканиях под строительство железнодорожных тоннелей в провинции Куэнка (Испания) [Пушкарев и др., 2007]. Здесь позднее была построена железная дорога Мадрид - Валенсия. Поскольку скорость поезда достигает 300 км/ч, дорога плавно меняет свое направление, что в горных условиях Испании потребовало строительства множества тоннелей. Для выявления трещиноватых, карстово-суффозионных и других опасных для строительства зон были организованы геологические и геофизические исследования.

Важную роль в этих исследованиях сыграли ЭМ методы, применявшиеся с привлечением специалистов из МГУ, ОКБ ОТ РАН и компании TINGSA (Испания). Нами были выполнены работы на четырех участках, на каждом из которых в дальнейшем велось строительство тоннеля. ЭМ зондирования выполнялись по профилям, проложенным над проектируемыми осями тоннелей. Использовались три технологии, каждая из которых характеризуется своей глубиной исследований, и применялась на участках с разной проектируемой глубиной залегания тоннеля.

Технология малоглубинного ЧЗ применялась для изучения глубин до 20 м. Использовалась аппаратура HF-EM (ООО МГУ-Геофизика), поле в диапазоне частот от 5 до 500 кГц возбуждалось и измерялось с помощью многовитковых рамок. Расстояние между источником и приемником составляло 40 м, шаг по профилю - в основном 10 м.

Для исследования глубин до 100 м использовалась технология ЗСБ. При этом применялась аппаратура Tem-Fast (AEMR Ltd) и Цикл (ООО Эльта-Гео). Поле возбуждалось и измерялось с помощью одновитковой квадратной петли, размер стороны которой составлял 20, 50 или 100 м. Увеличение размера петли позволяет получить устойчивый сигнал на больших временах становления (в рассматриваемых работах – примерно до 1 мс с петлей 20x20 м², до 4 мс с петлей 50x50 м², и до 10 мс с петлей 100x100 м²), и тем самым обеспечить большую глубину исследования. Шаг по профилю составлял 20 – 50 м.

Наконец, изучение глубин от 100 до 200 м осуществлялось с помощью технологии АМТЗ (частоты от 10 Гц до 10 кГц). Использовалась аппаратура MTU-5A (Phoenix Geophysics Ltd), для подавления промышленных помех проводилась синхронная обработка

записей, полученных двумя измерителями одновременно. Расстояние между точками АМТЗ составляло 50 м.

Данные ЧЗ, ЗСБ и АМТЗ инвертировались по-отдельности, а затем полученные геоэлектрические разрезы с помощью специально разработанного алгоритма «сшивались» в единый геоэлектрический разрез по профилю. На разрезах по профилям в первую очередь выделяются слои и блоки, сложенные глинами (низкое сопротивление) и гипсами, известняками, доломитами, мергелями (высокое сопротивление). Также большой практический интерес вызывают зоны пониженного сопротивления в скальных породах, в основном связанные с обводненными и/или измененными трещиноватыми и закарстованными породами.

Для примера на рис. 4.17 приведён геоэлектрический разрез, полученный по оси железнодорожного тоннеля Виас. Антиклинальная структура сложена плотными высокоомными известняками, в массиве которых наблюдаются многочисленные субвертикальные разломы. В ядре антиклинали залегают относительно проводящие мергели. В правой части разреза слой известняков прорывает проводящая зона, в месте выхода которой на поверхности залегают относительно молодые породы.

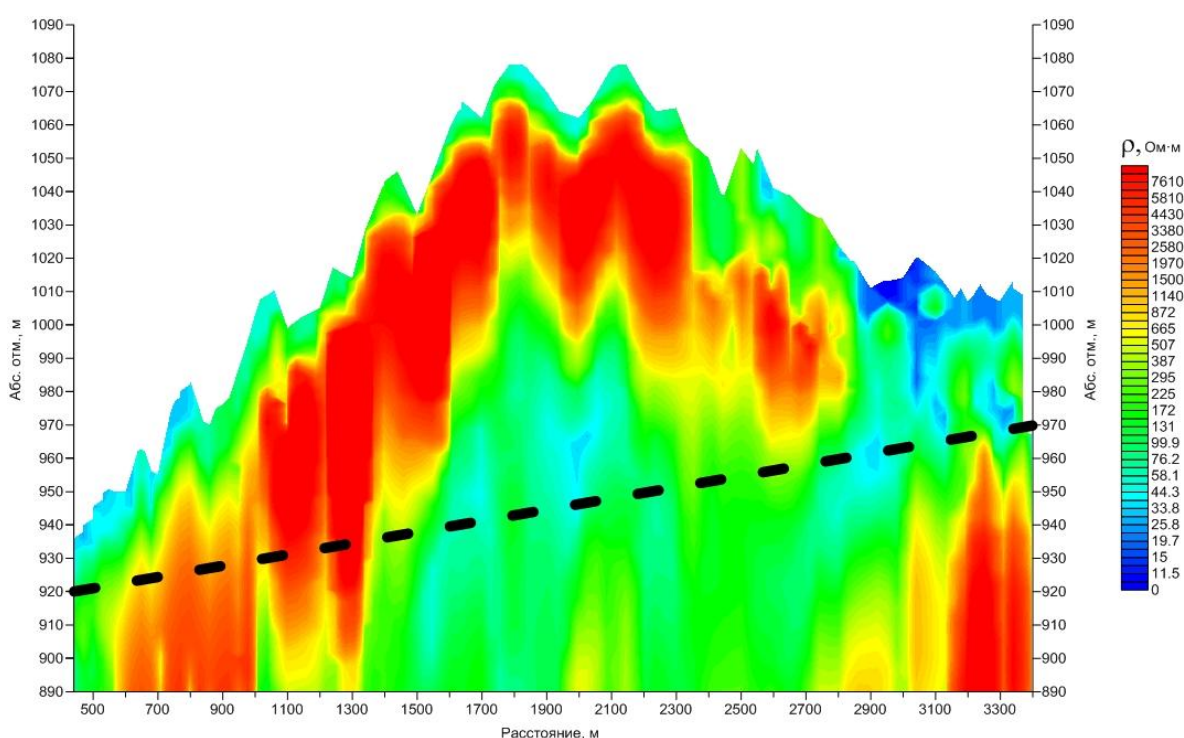


Рис. 4.17. Геоэлектрический разрез по профилю над осью проектируемого тоннеля Виас (Испания). Соотношение горизонтального и вертикального масштабов 1:10. Чёрный пунктир – положение тоннеля [Пушкарев и др., 2007].

Отметим, что рассмотренная в разделе 2.6.3 3D инверсия синтетических данных на одиночном профиле по параметрам моделей и системы наблюдений соответствует рассмотренному примеру и, таким образом, демонстрирует принципиальную возможность не только строить разрез по профилю надо осью тоннеля, но и 3D модель в охватывающей профиль и тоннель полосе.

Далее рассмотрим геофизические исследования при поиске подземных вод на примере района Истмия (Греция) [Пушкарев и др., 2008]. Район располагается на перешейке, соединяющем полуостров Пелопоннес с материковой Грецией. С севера и востока район ограничен Коринфским каналом и Сароническим заливом Эгейского моря. Проблема недостатка пресной воды, характерная для всего Средиземноморья, здесь особенно актуальна. Пробуренные ранее в случайным образом выбранных местах скважины оказались малопродуктивными, и вода подается с территории, расположенной за Коринфским каналом. С целью оценки ресурсов подземных вод и определения оптимальных мест заложения и глубин новых скважин, специалистами МГУ и ОКБ ОТ РАН были выполнены рассматриваемые геофизические исследования.

Были применены методы АМТЗ и исследования микросейсмического волнового поля (МСВП). Первый из них позволяет оценивать изменение с глубиной электрического сопротивления, чувствительного к глинистости и водонасыщенности пород и к минерализации воды. Второй метод, на основе изучения микросейсмического поля заполненных флюидами зон «разуплотнений» в земной коре, позволяет непосредственно локализовать эти зоны.

Выбор методов был обусловлен как их хорошими возможностями по определению геологического строения и водонасыщенности разреза, так и их высокой производительностью при изучении разреза до больших глубин. Оба метода основаны на регистрации естественных полей, и не требуют источников поля, которые в этом случае являются довольно громоздкими. Наблюдения по довольно густой сети на площади 5 км² при глубинности исследования не менее 500 м отряду из 6 человек удалось провести за 10 дней.

Недостатком использования естественных полей является невысокая помехоустойчивость методов. Ситуацию усугубляло то, что часть изучаемой территории занимают жилые дома и другие постройки, имеется множество линий электропередач, обширная дорожная сеть. Тем не менее, за счет синхронной регистрации поля в удаленных друг от друга точках и последующей специальной обработки сигналов, на большей части площади удалось получить данные хорошего качества.

АМТЗ выполнялись с помощью измерительных станций MTU-5A (Phoenix Geophysics Ltd). Две горизонтальные компоненты электрического поля измерялись с помощью заземленных линий длиной 50 м, три компоненты магнитного поля – с помощью индукционных датчиков. Время записи на каждой точке составляло примерно 20 минут, еще примерно столько же занимала перестановка аппаратуры на следующую точку. Работы велись двумя отрядами, у каждого из которых было по одному измерителю, при этом они перемещались по разным профилям с целью получения синхронных записей в удаленных точках. Было выполнено 83 зондирования по четырем профилям, ориентированным вдоль длинной стороны участка.

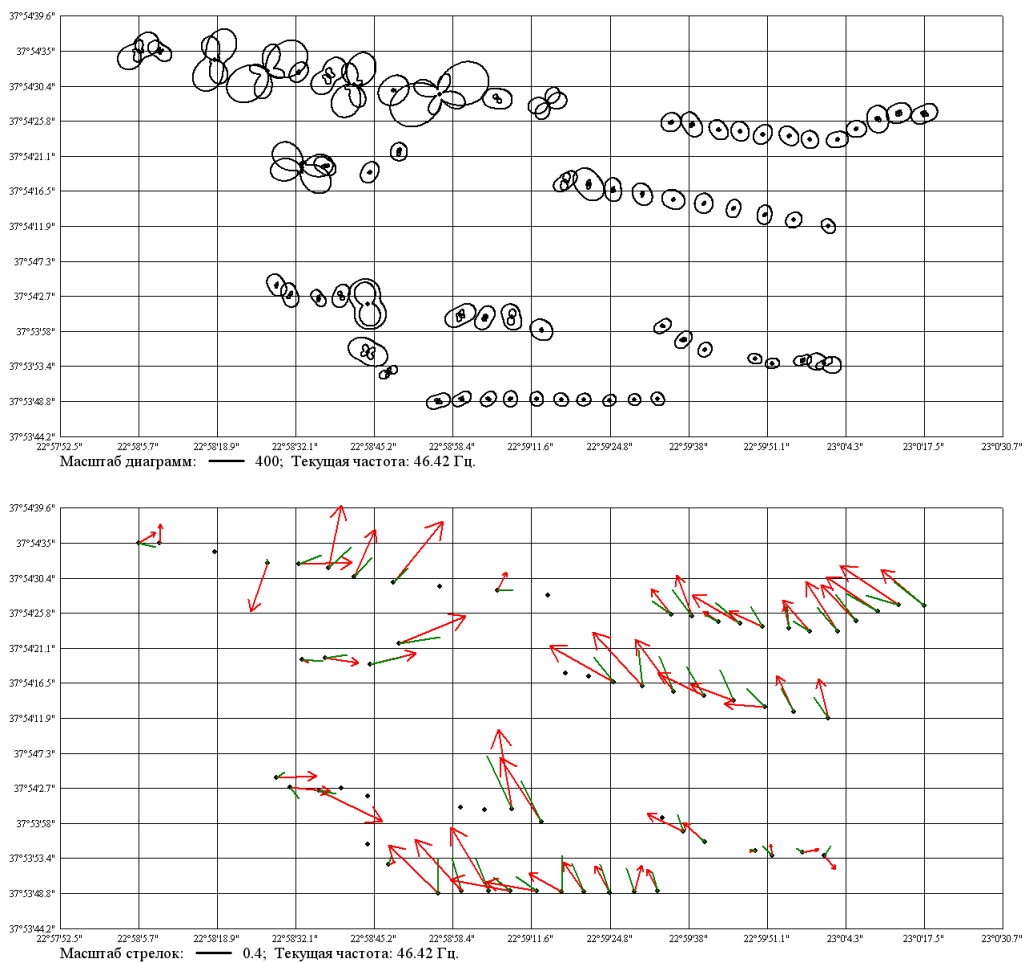


Рис. 4.18. Карты амплитудных полярных диаграмм тензора импеданса и индукционных стрелок (красные – вещественные, зелёные – мнимые) на частоте 46 Гц по данным АМТЗ.

Район Истмия, Греция.

Измерения микросейсмического поля выполнялись с помощью четырех одноканальных регистраторов АРСС и четырехканальной системы Экспресс-М производства ОКБ ОТ РАН. В этих системах используются высокочувствительные сейсмодатчики СМЗ-

КВ (НПЦ «Поиск»). Станции АРСС и датчики Экспресс-М устанавливались на специально подготовленные гипсовые площадки. Регистрация велась в нескольких точках одновременно, длительность записи АРСС составляла 2 часа, Экспресс-М – 8-12 часов. Исследования проведены в 47 точках наблюдения, довольно равномерно распределенных по площади. Был проведён детальный анализ структуры микросейсмического волнового поля с исследованием принципов нелинейной сейсмологии, оценён уровень глубинного микросейсмического излучения, определён амплитудный фактор аномалий (АФА).

В результате обработки данных АМТЗ удалось получить данные (компоненты матриц импеданса и типпера) хорошего качества в диапазоне частот от 10 Гц до 10 кГц, что позволило изучить глубины примерно от 10 до 500 м. Полярные диаграммы тензора импеданса имеют преимущественно изометричную форму, что говорит о слабом влиянии горизонтальных неоднородностей разреза и применимости методов 1D интерпретации (рис. 4.18). Индукционные стрелки на высоких частотах малы и ориентированы хаотично, что подтверждает это предположение. На низких частотах индукционные стрелки увеличиваются и ориентируются в направлении от юго-восточного края участка, свидетельствуя о наличии здесь области пониженного электрического сопротивления.

По профилям АМТЗ были построены геоэлектрические разрезы с использованием двух подходов: автоматической сглаживающей инверсии кривых кажущегося сопротивления и фазы импеданса (программа Occam1D [Constable et al., 1987]), и их интерактивной интерпретации в рамках кусочно-однородной модели с небольшим (3 - 7) числом слоев (программа MSU_MT1D [Лонгинов, 2000]) (рис. 4.19).

Верхняя часть разреза, до глубины 100 – 200 м, имеет пониженное сопротивление (порядка 30 Ом*м). Здесь залегает плиоцен-четвертичный комплекс, сложенный в основном мергелями, и в меньшей степени терригенными породами. Ниже сопротивление возрастает до примерно 100 Ом*м, что связано с переходом к известнякам юрского возраста. По опыту соседних районов, основные перспективы водоносности связаны с этим мощным (сотни метров) комплексом. В восточной части участка, прилегающей к Сароническому заливу Эгейского моря, на глубинах порядка 400 м сопротивление понижается до первых десятков Ом*м. В юго-восточной части участка понижение имеет место уже на глубинах 200 м. По всей видимости, здесь наблюдается интрузия морских вод, и бурение в этой части района глубоких скважин едва ли перспективно.

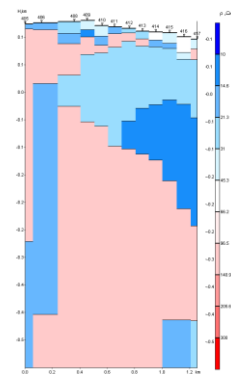
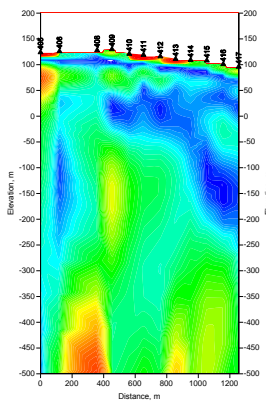
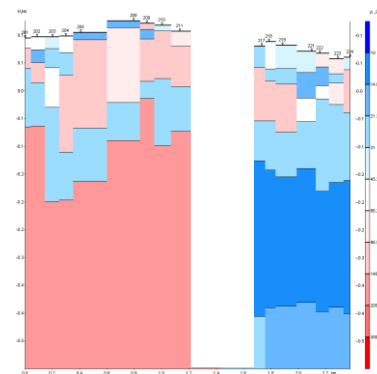
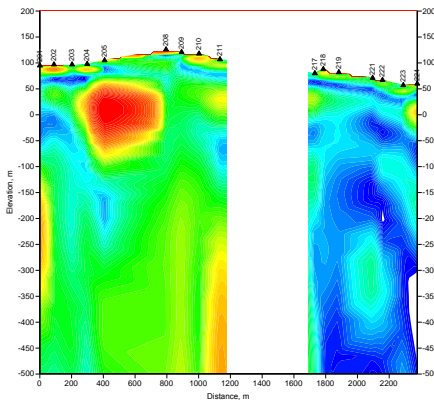
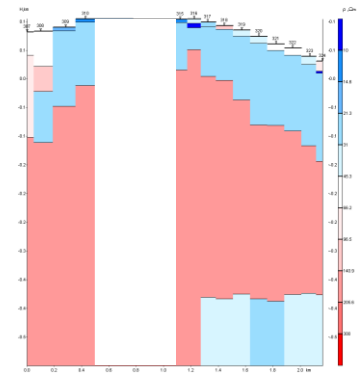
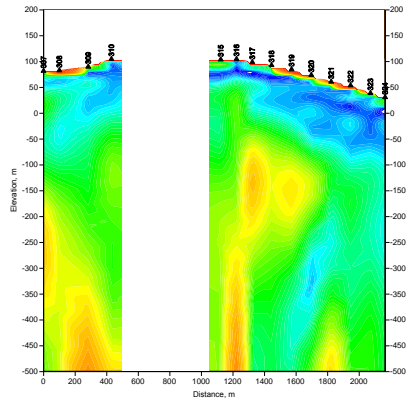
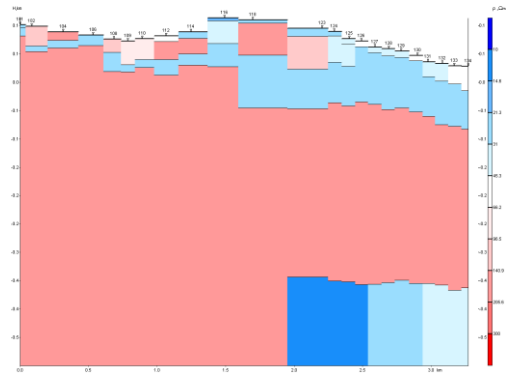
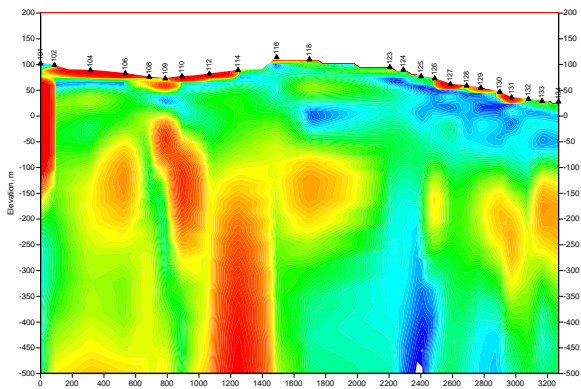


Рис. 4.19. Геоэлектрические разрезы по профилям 1, 2, 3 и 4 до абс. отм. -500 м, полученные с помощью сглаживающей инверсии (слева) и подбора в рамках «толсто-слоистой» модели (справа). Район Истмия, Греция [Пушкарев и др., 2008].

Обработка сейсмических данных позволила получить спектр колебаний в диапазоне частот от 0.5 до 45 Гц. Были построены карты распределения амплитуд микросейсм по площади для различных частей спектра и выполнены оценки глубин излучения для точек, являющихся гипоцентрами расстановок из четырех станций, на которых велась синхронная запись. Анализ этих материалов позволил выделить зоны максимального резонансного излучения, обычно являющиеся разуплотненными водонасыщенными зонами, и оценить их глубину. Те из них, которые находятся в пределах карбонатного комплекса, причем вне зоны его насыщения соленой водой, являются наиболее перспективными.

Экспертная гидрогеологическая оценка, выполненная на основе полученных результатов и имеющейся геологической и гидрогеологической информации о районе, показала, что теоретически в его пределах могло быть необходимое для удовлетворения местных потребностей количество подземных вод. Однако муниципальной службе водоснабжения было предложено место заложения скважины глубиной 300 м для уточнения сделанных выводов. По результатам бурения выяснилось, что на глубинах, доступных для экономически целесообразного бурения, ресурсы подземных вод исчерпаны, и по-прежнему в район необходима подача воды с помощью водопровода.

Особенностью России является широкое распространение многолетнемёрзлых пород (2/3 территории). В связи с этим при инженерно-геологических изысканиях возникает особая задача определения положения границ, связанных не только со сменой литологического состава пород и их влажности, но и с различием в их состоянии (мерзлое-талое), температуре, льдистости, текстуре (криогенной) [Кошурников и др., 2008]. Методы электроразведки играют в этих исследованиях ведущую роль, причём возможности методов постоянного тока при этом более ограничены, чем возможности ЭМ методов, из-за нередких проблем с заземлениями и экранирующего влияния высокоомных слоёв мёрзлых пород. Методы ЧЗ и ЗСБ применяются как на суше, так и на мелководном арктическом шельфе, зимой – со льда с индукционным возбуждением и приёмом, летом – по воде с гальваническим возбуждением и приемом. В некоторых районах мощность вечной мерзлоты может превышать 1 км, тогда для её изучения используется метод АМТЗ.

4.6. Задачи, решаемые прикладной геоэлектрикой

ЭМ зондирования успешно применяются при нефтегазовых исследованиях. Они позволяют изучать региональную структуру осадочных бассейнов, выделять перспективные структуры. Зондирования с гальваническим возбуждением при благоприятных

геологических условиях, которые в основном встречаются на шельфе, дают возможность поиска и картирования залежей. При неблагоприятных для сейсморазведки условиях (траппы, соляные купола, складчатые зоны) ЭМ методы дают уникальную информацию. При наличии данных сейсморазведки и каротажа возможности интерпретации ЭМ данных резко возрастают за счёт использования априорной информации, при этом возможно выделение большого числа слоёв, оценка литологического состава и прогноз коллекторских свойств горных пород. Дополнительную информацию об ореолах вторичных изменений над залежами даёт оценка поляризационных параметров.

В рудной геофизике ЭМ методы играют ведущую роль, как на этапе прямого или косвенного поиска месторождений, так и на разведочном этапе для оконтуривания рудных тел и изучения геологического строения. Получаемые геоэлектрические разрезы отражают положение высокоомных интрузий, проводящих рудных тел, зон гидротермальных изменений, тектонических нарушений и т.д. Использование поляризационных параметров также расширяет возможности рудной электроразведки, в частности, позволяя разделить сульфидные руды и графитизированные породы.

В настоящей работе не затронута тема изучения нерудных твёрдых полезных ископаемых: индустриального сырья (алмаз, графит, слюды, флюорит...), химического и агрономического сырья (апатиты, фосфориты, минеральные соли, самородная сера...), строительных материалов (песок, глина, известняк, магматические и метаморфические породы...), а также угля и горючих сланцев. ЭМ методы находят ограниченное применение при их поиске и разведке, особенно много примеров касается поиска кимберлитовых трубок.

Большую роль играют ЭМ зондирования при изучении геотермальных ресурсов. Они позволяют выделять трещиноватые водонасыщенные зоны в скальных породах, области развития гидротермальной минерализации и частичного плавления горных пород. По мере расширения территорий эксплуатации геотермальных ресурсов в районы с более низкими глубинными температурами контрастные аномалии флюидной и геотермической природы пропадают, но ЭМ зондирования по-прежнему дают полезную информацию о геоэлектрическом строении района.

В малоглубинной геофизике, решающей задачи в области инженерной геологии, гидрогеологии, геокриологии, геоэкологии, почвоведения, изучения техногенных и археологических объектов, доминируют методы электроразведки постоянным током. Низкочастотные ЭМ методы в основном используются при изысканиях под строительство глубоководных тоннелей, изучении глубоких горизонтов подземных вод, картировании подошвы многолетнемерзлых пород. Но в последние годы метод РМТЗ и малоглубинные модификации методов ЗСБ и ЧЗ находят применение во всех перечисленных областях.

Вывод к главе 4. Низкочастотные электромагнитные зондирования успешно применяются при поиске и разведке месторождений углеводородов на суше и на шельфе, рудных и других твёрдых полезных ископаемых, при изучении геотермальных зон и решении малоглубинных задач.

Заключение

Сформулируем основные результаты представленной работы.

1. Выполнено обобщение современных методик МТ зондирований в диапазоне периодов от миллионных долей секунды (частоты до сотен кГц) до миллионов секунд (несколько месяцев).
2. Построена модель типичной зоны субдукции, как примера объекта исследования глубинной магнитотеллурики, показана высокая чувствительность МТ данных к параметрам этой модели.
3. Выполнено обобщение современных методик ЭМ зондирований с управляемыми источниками в частотной и временной области с гальваническим и индукционным возбуждением и измерением поля.
4. Построена модель типичного шельфового месторождения углеводородов, как примера объекта исследования разведочной геоэлектрики, показана высокая чувствительность метода ЗС к параметрам этой модели.
5. Проанализированы разные трансформации и приёмы 1D интерпретации кривых низкочастотных ЭМ зондирований, предложен и опробован алгоритм решения прямых одномерных задач, используемый также для интерактивной интерпретации.
6. Развита методика анализа МТ данных, основанная на использовании наиболее оптимальных методов оценки размерности среды, определения простирания структур, разделения локальных и региональных эффектов.
7. Установлены возможности 2D интерпретации МТ данных при изучении проводящих коровых структур, перекрытых вытянутой и изометричной проводящей осадочной впадиной, а также при оценке анизотропии коровых и мантийных структур.
8. Исследованы возможности 3D интерпретации МТ данных, полученных на одиночном профиле, по восстановлению объёмной модели в полосе, охватывающей профиль наблюдения.
9. Изучено геоэлектрическое строение Бяргинской коровой аномалии на Воронежской антеклизе и Ладожской – на Балтийском щите, показана их приуроченность к древним шовным зонам в фундаменте ВЕП.
10. По результатам интерпретации МТ данных в Транс-Европейской шовной зоне, граничащей с ВЕП, выявлены проводящие глубинные разломы в земной коре и резкий градиент электропроводности в верхней мантии.

11. В коллизионных зонах Тянь-Шаня и Гималаев определено положение коровых проводящих зон, которые в основном тяготеют к ослабленным граничным зонам между блоками земной коры.
12. В Каскадной зоне субдукции выделены погружающийся проводник, связанный с поверхностью океанической плиты, коровый и мантийный проводящие слои и субвертикальная зона под вулканической дугой в континентальной литосфере.
13. Выполнена интерпретация МТ данных на нефтегазоперспективных объектах, продемонстрированы возможности поиска региональных и локальных структур, а при наличии детальной априорной информации – разведки месторождений нефти и газа.
14. С использованием методов 2D и 3D инверсии МТ данных построены геоэлектрические модели рудных месторождений, на которых, в частности, выделяются проводящие рудные тела и высокоомные зоны окварцевания.
15. По результатам МТ исследований геотермальных зон показаны возможности выявления аномалий, связанных с их флюидным и, косвенно, с термальным режимом недр, и отвечающих зонам обводнения, минерального преобразования и плавления.
16. Оценены возможности МТ зондирований в петротермальной энергетике, сделан вывод о хороших перспективах регионального прогноза и детальной разведки участков для бурения и слабых перспективах мониторинга геотермальных резервуаров.
17. Показано, что ЭМ зондирования обеспечивают высокую детальность геоэлектрических построений при инженерных изысканиях под строительство тоннелей, при оценке ресурсов подземных вод и картировании многолетнемёрзлых пород.

Эти результаты систематизированы в таблицах 3.1 и 3.2, где представлены, соответственно, обобщённые геоэлектрические модели и конкретные геологические объекты, рассмотренные в работе. В таблице 3.3 приведён полный список геологических объектов, изучаемых с помощью низкочастотных ЭМ зондирований, и отмечено, какие из них затронуты в работе с точки зрения теоретических модельных исследований и/или практической интерпретации наблюждённых данных.

Основной вывод заключается в том, что современная методика интерпретации данных МТ и других ЭМ зондирований позволяет с высокой степени детальности решать самые разнообразные фундаментальные и прикладные задачи, от изучения глубоких горизонтов земной коры и верхней мантии до поиска и разведки месторождений полезных ископаемых и решения задач инженерной геофизики.

№	Моделируемый объект	ЭМ метод, размерность модели	Основной вывод по результатам анализа/инверсии синтетических данных
1	Массив скальных пород с ослабленными зонами	МТЗ, 3D	Ослабленные зоны могут быть локализованы 3D инверсией МТ данных с одиночного профиля, при условии включения фонового слоистого разреза в априорную модель
2	Геотермальная зона с обводненной областью	МТЗ, 3D	Чувствительность МТ данных к обводнённой зоне в метаморфическом основании определяется наличием её гальванической связи с осадочным чехлом
3	Геотермальная зона с гидротермальными изменениями	МТЗ, 3D	Область гидротермальных изменений хорошо определяется 1D инверсией, но искажается образ глубинной области плавления, здесь необходима 2D инверсия
4	Гранитная интрузия с рудными телами	МТЗ, 3D	Проводящие рудные тела создают существенную аномалию в МТ данных, если их горизонтальный размер в 2 раза превышает глубину залегания
5	Месторождение углеводородов на шельфе	ЗС, 1D	Высокоомный 25-метровый слой проявляется на кривых ЗС при глубине залегания до 2 км, поляризованный 25-метровый слой – при глубине залегания до 150 м
6	Платформенный чехол с высокоомными слоями	ЧЗ, 2D	Промежуточные высокоомные слои экранируют электрическую компоненту поля, при наличии разрыва в этих слоях эффект экранирования пропадает
7	Коровые 2D проводящие зоны под 3D осадочной впадиной	МТЗ, 3D	При 2D инверсии данных осадочный чехол наилучшим образом восстанавливается по поперечному импедансу, аномалии в консолидированной коре – по типперу
8	Анизотропные коровые проводящие зоны	МТЗ, 2D	Анизотропия коровых проводящих зон может быть оценена по МТ данным только в случае, если их горизонтальный размер многократно превышает глубину залегания
9	Зона субдукции андского типа	МТЗ, 2D	ТМ мода даёт информацию о гальванической связи океанического и континентального коровых проводников, ТЕ мода – о континентальной астеносфере

Табл. 3.1. Обобщённые геоэлектрические модели, рассмотренные в работе.

№	Объект исследования	Примеры в работе	Максимальные глубины (м)
1	Массив скальных пород	- Провинция Куэнка (Испания)	200
2	Месторождение подземных вод	- Район Истмия (Греция)	400
3	Рудное месторождение	- Участок Норильского рудного узла - Участок Яно-Колымского пояса	1 500
4	Геотермальное месторождение	- Геотермальная зона Травале (Италия) - Геотермальная зона Хенгил (Исландия)	3 000
5	Нефтегазоперспективная структура	- Краснодарский край, региональная стр-ра - Кировская область, локальная стр-ра - Рязанская область, ПХГ	5 000
6	Коровая аномалия в стабильном регионе	- Барятинская аномалия - Ладожская аномалия - Транс-Европейская шовная зона	40 000
7	Коровая аномалия в активном регионе	- Киргизский Тянь-Шань - Гарвальские Гималаи - Каскадная зона субдукции	40 000
8	Астеносфера	- Транс-Европейская шовная зона - Каскадная зона субдукции	200 000

Табл. 3.2. Геологические объекты исследований ЭМ методами, рассмотренные в работе.

№	Геологические объекты исследований низкочастотными ЭМ методами	Проведены теоретические модельные исследования	Выполнена интерпретация наблюденных данных
1	Массивы скальных пород, содержащих проводящие ослабленные зоны	+	+
2	Месторождения подземных вод - коллектора, ограниченные непроницаемыми пластами		+
3	Многолетнемерзлые горные породы		
4	Рудные месторождения, включающие проводящие рудные тела, высокоомные зоны окварцевания и др.	+	+
5	Месторождения нерудных полезных ископаемых		
6	Геотермальные месторождения с низкоомными зонами водонасыщения, минерализации и плавления	+	+
7	Нефтегазоперспективные структуры и высокоомные аномалии в осадочном чехле	+	+
8	Коровые аномалии древних платформ преимущественно электропроводящей природы	+	+
9	Коровые аномалии горно-складчатых областей преимущественно ионопроводящей природы	+	+
10	Астеносфера как проводящий горизонтально-неоднородный слой в верхней мантии	+	+

Табл. 3.3. Полный список геологических объектов исследований низкочастотными ЭМ методами.

Литература

1. Агеев В.В., Светов Б.С. Влияние поляризуемости горных пород на результаты электромагнитных зондирований. *Физика Земли*, 1999, № 1, с. 19-27.
2. Алексанова Е.Д., Варенцов Ив.М., Верещагина М.И., Куликов В.А., Пушкарев П.Ю., Соколова Е.Ю., Шустов Н.Л., Хмелевской В.К., Яковлев А.Г. Электромагнитные зондирования осадочного чехла и консолидированной земной коры в зоне перехода от Московской синеклизы к Воронежской антеклизе: проблемы и перспективы. *Физика Земли*, 2010, № 8, с. 62-71.
3. Алексанова Е.Д., Варенцов Ив.М., Куликов В.А., Логвинов И.М., Лозовский И.Н., Пушкарев П.Ю., Соколова Е.Ю., Трасов В.Н., Шустов Н.Л., Яковлев А.Г. Глубинные аномалии электропроводности в северной части Воронежской антеклизы. *Геофизика*, 2013, № 2, с. 32-38.
4. Альпин Л.М. Теория дипольных зондирований. М: Гостоптехиздат, 1950, 91 с.
5. Альпин Л.М. Теория поля. М: Недра, 1966, 384 с.
6. Андреева Е.В., Бердичевский М.Н., Голубцова Н.С., Колдаев Д.С., Яковлев А.Г. Контролируемая трансформация кривых МТЗ. *Физика Земли*, 1991, № 10, с. 89-95.
7. Баглаенко Н.В., Варенцов Ив.М., Гордиенко В.В., Жданов М.С., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Геоэлектрическая модель Кировоградской аномалии по геомагнитным данным. *Физика Земли*, 1996, № 4, с. 87-98.
8. Барашков А.С., Яковлев А.Г. О береговом эффекте в методе МТЗ. *Физика Земли*, 1989, № 5, с. 103-107.
9. Барсуков П.О. Импульсные электромагнитные зондирования в микросекундном диапазоне. Диссертация на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук. Троицк, 2004, 195 с.
10. Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Состояние литосферы зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня по результатам петрологической интерпретации магнитотеллурических данных. *Физика Земли*, 2013, № 3, с. 87-94.
11. Безрук И.А., Бердичевский М.Н., Ключкин В.Н., Куликов А.В. Применение теории случайных функций к анализу магнитотеллурического поля. *Прикладная геофизика*, 1964, выпуск 39, с. 75-90.
12. Белявский В.В., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Сухой В.В. Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Знание, 2001, 228 с.

13. Бердичевский М.Н. Основы теории магнитотеллурического профилирования. Прикладная геофизика, 1960, выпуск 28, с. 70-91.
14. Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом теллурических токов. М: Гостоптехиздат, 1960, 238 с.
15. Бердичевский М.Н. Электроразведка методом магнитотеллурического профилирования. М: Недра, 1968, 255 с.
16. Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Кошурников А.В. Магнитотеллурические зондирования в Байкальской рифтовой зоне. Физика Земли, 1999, № 10, с. 3-25.
17. Бердичевский М.Н., Голубцова Н.С., Варенцов Ив.М., Пушкарев П.Ю., Рыбин А.К., Соколова Е.Ю. Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня: последовательная инверсия магнитовариационных и магнитотеллурических данных вдоль профиля Нарын. Физика Земли, 2010а, № 8, с. 54-61.
18. Бердичевский М.Н., Соколова Е.Ю., Варенцов Ив.М., Рыбин А.К., Баглаенко Н.В., Баталев В.Ю., Голубцова Н.С., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю. Геоэлектрический разрез Центрального Тянь-Шаня: анализ магнитотеллурических и магнитовариационных данных вдоль геотраверса Нарын. Физика Земли, 2010б, № 8, с. 36-53.
19. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-однородных сред. М: Недра, 1992, 250 с.
20. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М: Научный мир, 2009, 680 с.
21. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Голубцова Н.С., Мерщикова Н.А., Пушкарев П.Ю. Магнитовариационное зондирование: новые возможности. Физика Земли, 2003, № 9, с. 3-30.
22. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Мерщикова Н.А. Об обратной задаче зондирования с использованием магнитотеллурических и магнитовариационных данных. М: МАКС Пресс, 2000, 68 с.
23. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М: Диалог-МГУ, 1997, 161 с.
24. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Яковлев И.А., Бубнов В.П., Коннов Ю.К., Варламов Д.А. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально-неоднородных сред. Физика Земли, 1973, № 1, с. 80-92.
25. Бердичевский М.Н., Жданов М.С., Жданова О.Н. Глубинная геоэлектрика в океане. М: Наука, 1989, 80 с.

26. Бердичевский М.Н., Куликов В.А. Чувствительность глубинного магнитотеллурического зондирования к наличию флюидонасыщенных разломов. Физика Земли, 1994, № 6, с. 39-49.
27. Бобачев А.А., Марченко М.Н., Модин И.Н., Перваго Е.В., Урусова А.В., Шевнин В.А. Новые подходы к электрическим зондированиям горизонтально-неоднородных сред. Физика Земли, 1995, № 12, с.79-90.
28. Бобров С.П. Тектоника и минерагения Калужской области и прилегающих к ней территорий. Калуга, Эйдос, 2006, 336 с.
29. Бойченко Д.А., Пушкарев П.Ю., Алексанова Е.Д., Варенцов И.М., Куликов В.А., Лозовский И.Н., рабочая группа KIROVOGRAD. Одномерная и двумерная инверсия магнитотеллурических данных на западном склоне Воронежской антеклизы. Электронное научное издание «Георазрез», 2014, выпуск № 1-2014(14).
30. Бродовой В.В., Булатов Б.С., Новиков П.В., Иванов А.А. Новые железорудные объекты в Северо-Калужском районе по результатам магнитных исследований. Известия ВУЗов (Геология и разведка), 2001, № 4, с. 77-84.
31. Ваньян Л.Л. Основы электромагнитных зондирований. М: Недра, 1965, 109 с.
32. Ваньян Л.Л. О роли вертикального и горизонтального скин-эффекта в методе частотных зондирований. Физика Земли, 1996, № 1, с. 45-47.
33. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М: Научный мир, 1997, 219 с.
34. Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н., Пушкарев П.Ю., Романюк Т.В. Геоэлектрическая модель Каскадной субдукционной зоны. Физика Земли, 2002, № 10, с. 23-53.
35. Ваньян Л.Л., Бобровников Л.З. Электроразведка по методу становления магнитного поля. М.: Госгеолтехиздат, 1963, 184 с.
36. Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М: Наука, 1983, 84 с.
37. Ваньян Л.Л., Хайдман Р.Д. О природе электропроводности консолидированной коры. Физика Земли, 1996, № 4, с. 5-11.
38. Варенцов Ив.М. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах. Физика Земли, 2002, № 11, с. 11-33.
39. Варенцов Ив.М., Голубев Н.Г., Гордиенко В.В., Соколова Е.Ю. Исследование глубинной геоэлектрической структуры вдоль Линии Линкольн (Эксперимент ЭМСЛАБ). Физика Земли, 1996, № 4, с. 124-144.
40. Варенцов Ив.М., Иванов П.В., Ковачикова С., Лозовский И.Н. Массив МТ/МВ зондирований KIROVOGRAD: квази-3D инверсия горизонтальных МВ откликов.

- Тезисы VII Всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли. Иркутск, ИРНИТУ, 2015.
41. Варенцов Ив.М., Ковачикова С., Куликов В.А., Логвинов И.М., Трегубенко В.И., Яковлев А.Г. Синхронные магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования на западном склоне Воронежского массива. Геофизический журнал, 2012, т. 34, № 4, с. 90-107.
 42. Варенцов Ив.М., Куликов В.А., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В. Возможности методов магнитотеллурики в задачах рудной геофизики. Физика Земли, 2013, № 3, с. 9-29.
 43. Варенцов Ив.М., Соколова Е.Ю., Мартанус Е.Р., Наливайко К.В. Система передаточных операторов электромагнитного поля для массива синхронных зондирований ВЕАР. Физика Земли, 2003, № 2, с. 30-61.
 44. Волковицкий А.К., Каршаков Е.В., Мойланен Е.В. Новая вертолетная электроразведочная система «Экватор» для метода АМПП. Приборы и системы разведочной геофизики, 2010, № 2(32), с. 27-29.
 45. Геоэлектрические исследования с мощным источником тока на Балтийском щите. Под ред. Е.П. Велихова. М: Наука, 1989, 272 с.
 46. Гнатусь Н.А., Хуторской М.Д., Хмелевской В.К. Петротермальная геоэнергетика и геофизика. Вестник МГУ, Серия 4 (Геология), 2011, № 3, с. 3-9.
 47. Голубев В.И., Хохлов Н.И., Явич Н.Б., Маловичко М.С., Фаворская А.В., Петров И.Б., Арутюнян Г.С. Программный комплекс для совместной инверсии сейсмических и электромагнитных данных для супер-ЭВМ. Тезисы докладов научной конференции «Суперкомпьютерные технологии в нефтегазовой отрасли». Москва, МГУ, 2016.
 48. Голубцова Н.С., Вагин С.А., Варданянц И.Л., Ковтун А.А., Куликов В.А., Ковачикова С., Лозовский И.Н., Пушкарев П.Ю., Смирнов М.Ю., Соколова Е.Ю., Таран Я.В., Успенский Н.И., Шустов Н.Л., Яковлев А.Г. Новые магнитотеллурические зондирования на профиле «Выборг-Суоярви» через Ладожскую аномалию электропроводности. Вопросы естествознания, 2016, № 2(10), с. 72-76.
 49. Голубцова Н.С., Израиль М., Пушкарев П.Ю., Смирнов М.Ю., Соколова Е.Ю. Первый опыт трёхмерной интерпретации магнитотеллурических данных, полученных в Гарвальских Гималаях. Вопросы естествознания, 2016, № 1(9), с. 142-146.
 50. Голубцова Н.С., Пушкарев П.Ю. Обзор материалов для построения карты аномалий электропроводности консолидированной земной коры Северной Евразии. Материалы XVIII Международной научно-практической конференции «Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы». Воронеж, 2012.

51. Гордеев С.Г. К частотному электрическому зондированию в поле длинного кабеля (ЧЭЗ-СГ). Геофизика, 2006, № 6, с. 39-41.
52. Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Логвинов И.М. Тепловое поле и объекты высокой электропроводности в коре и верхней мантии Украины. Физика Земли, 2007, № 4, с. 28-34.
53. Григорьев В.Ф., Коротаев С.М., Кругляков М.С., Орехова Д.А., Попова И.В., Терещенко Е.Д., Терещенко П.Е., Щорс Ю.Г. Результаты морского электромагнитного зондирования мощным удаленным источником в Кольском заливе Баренцева моря. Физика Земли, 2013, № 3, с. 75-86.
54. Дмитриев В.И. Электромагнитные поля в неоднородных средах. М: МГУ, 1969, 131 с.
55. Дмитриев В.И. Морские электромагнитные зондирования. М: Аргамак-Медиа, 2014, 192 с.
56. Дмитриев В.И. Новиков Д.Б. Метод решения двумерных обратных задач магнитотеллурического зондирования медленно меняющихся сред. Вестник МГУ, серия 15 «Вычислительная математика и кибернетика», 1989, № 3, с. 20-25.
57. Дмитриев В.И., Позднякова Е.Е. Метод расчёта электромагнитного поля в слоистой среде с локальной неоднородностью. В сборнике «Актуальные вопросы прикладной математики». М: Изд-во МГУ, 1989. с. 98-104.
58. Друскин В.Л., Книжнерман Л.А. Спектральный дифференциально-разностный метод численного решения трехмерных нестационарных задач электроразведки. Физика Земли, 1988, № 8, с. 63-74.
59. Егоров И.В., Пальшин Н.А. Возбуждение электрокинетических эффектов на дне мелководья пресноводными волнами. Океанология, 2015, т. 55, № 3, с. 46-469.
60. Жамалетдинов А.А. Графит в земной коре и аномалии электропроводности. Физика Земли, 1996, № 4, с. 12-29.
61. Жамалетдинов А.А., Кулик С.Н. Крупнейшие аномалии электропроводности мира. Геофизический журнал, 2012, т. 34, № 4, с. 22-39.
62. Жданов М.С., Варенцов Ив.М., Голубев Н.Г., Крылов В.А. Методы моделирования электромагнитных полей (Материалы международного проекта СОММЕМІ). М: Наука, 1990, 198 с.
63. Захаров В.Х. Электроразведка методом дипольного индуктивного профилирования. Л: Недра, 1975, 224 с.
64. Зингер Б.Ш., Файнберг Э.Б. Электромагнитная индукция в неоднородных тонких слоях. М: ИЗМИРАН, 1985, 234 с.

65. Зыков Ю.Д., Кошурников А.В., Пушкарев П.Ю. Применение частотного электромагнитного зондирования при проектировании газопроводов. Инженерные изыскания, 2008, № 3, с. 70-74.
66. Иванов П.В. Развитие методов интерпретации данных электромагнитных зондирований, применяемых в инженерной геофизике. Диссертация на соискание учёной степени кандидата физ.-мат. наук. М: МГУ, 2012, 119 с.
67. Иванов П.В., Пушкарев П.Ю. Возможности интерпретации магнитотеллурических данных, полученных на одиночном профиле, при изучении трехмерно-неоднородной среды. Физика Земли, 2010, № 9, с. 3-10.
68. Иванов П.В., Пушкарев П.Ю. Трёхмерная инверсия рассчитанных на одиночном профиле магнитотеллурических данных. Физика Земли, 2012, № 11-12, с. 91-96.
69. Истратов В.А. Радиоволновые исследования межскважинного пространства. Инженерные изыскания, 2008, № 4, с. 78-83.
70. Кауфман А.А., Морозова Г.М. Теоретические основы метода зондирований становлением поля в ближней зоне. Новосибирск: Наука, 1970, 124 с.
71. Кинг Ф.Б. Геологическое развитие Северной Америки. М: Изд-во иностранной литературы, 1961, 300 с.
72. Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданянц И.Л. Строение коры и мантии по профилю Суоярви-Выборг по магнитотеллурическим данным. Вестник СПбГУ, серия 4, 1998, выпуск 4, с. 25-34.
73. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л: Недра, 1980, 391 с.
74. Корепанов В.Е., Трегубенко В.И. Особенности построения и тенденции развития современной аппаратуры для МТ и МВ зондирований. Геофизический журнал, 2009, т. 31, № 4, с. 181-190.
75. Кошурников А.В., Зыков Ю.Д., Пушкарев П.Ю., Хасанов И.М. Электромагнитные исследования при инженерно-геологических изысканиях в криолитозоне. Разведка и охрана недр, 2008, № 12. с. 25-26.
76. Кошурников А.В., Макаров В.П., Пушкарев П.Ю., Хасанов И.М. О пространственно-генетической приуроченности месторождений золота к зонам повышенного сопротивления в верхнепалеозойских, углисто-метатерригенных породах Аян-Юряхского антиклинория (Магаданская область). Материалы Пятой всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли. Санкт-Петербург, изд-во СПбГУ, 2011. Книга 2, с. 276-277.

77. Краев А.П. Гармонический электромагнитный частотный метод исследования слоистого массива. Доклады АН СССР, новая серия, 1941, XXI, № 7.
78. Куликов А.В. Вопросы теории фазовой двухчастотной индуктивной электроразведки. Прикладная геофизика, 1981, выпуск 101, с. 89-103.
79. Куликов А.В., Шемякин Е.А. Электроразведка фазовым методом вызванной поляризации. М: Недра, 1978, 157 с.
80. Куликов В.А. Электроразведочные технологии на этапах поиска и оценки рудных месторождений. Диссертация на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Москва, 2015, 235 с.
81. Куликов В.А., Бобачев А.А., Груздева И.Д., Яковлев А.Г. Межскважинная электротомография при изучении глубоко залегающего рудного тела в Норильском районе. Геофизика, 2013, № 1, с. 27-34.
82. Куликов В.А., Пушкарев П.Ю., Яковлев А.Г., Яковлев А.Д. Опыт частотных электромагнитных зондирований на Русской плите. Известия ВУЗов (Геология и разведка), 1999, № 3, с. 106-114.
83. Куликов В.А., Яковлев А.Г. Практическое применение временных (частотных) характеристик процесса вызванной поляризации для разделения аномалий от углефицированных пород и сульфидов. Геофизика, 2008, № 6, с. 55-60.
84. Куликов В.А., Яковлев А.Г. Практическое применение магнитотеллурических методов в рудной геофизике. Разведка и охрана недр, 2011, № 3, с. 26-33.
85. Легейдо П.Ю., Бубнов В.П. Разделение действия эффектов электромагнитной индукции и вызванной поляризации при дифференциально-нормированных измерениях в электроразведке. Физика Земли, 1997, № 6, с. 85-88.
86. Лонгинов В.В. Программа для одномерной интерпретации данных магнитотеллурического зондирования. Руководство пользователя. Москва, 2000.
87. Макаров В.И., Рыбин А.К., Матюков В.Е., Пушкарев П.Ю., Щербина Ф.А. Особенности глубинной структуры депрессионных областей центрального Тянь-Шаня. В сборнике «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов», том 2. Бишкек, НС РАН, 2012, с. 36-45.
88. Матвеев А.В., Пушкарев П.Ю. Результаты математического моделирования частотных зондирований горизонтально-неоднородных сред. Тезисы докладов III международной конференции молодых ученых и специалистов «Геофизика-2001». Новосибирск, 2001, с. 59-61.
89. Минц М.В. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. Интерпретация

- материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. Москва, ГЕОКАРТ, 2010. Том 1 - 408 с., том 2 - 400 с.
90. Могилатов В.С. Об одном способе решения основной прямой задачи электроразведки ЗС. Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 3, с. 108-117.
 91. Мойланен Е.В., Пушкарев П.Ю., Шустов Н.Л. Предварительные результаты глубинного магнитотеллурического зондирования на геофизической базе МГУ в Калужской области. Записки Горного института, 2013, том 200, с. 65-70.
 92. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М: Наука, 1991, 181 с.
 93. Московская Л.Ф. Построение фильтров для частотно-временного преобразования электромагнитных полей в электроразведке. Геофизика, 2001, № 3, с. 49-51.
 94. Новожинский К., Пушкарев П.Ю. Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных. Физика Земли, 2001, № 6, с. 72-85.
 95. Обухов Г.Г. Определение точки записи в методах ЧЗ и ЗС в горизонтально-неоднородной среде. Прикладная геофизика, 1970, выпуск 61. с. 168-173.
 96. Обухов Г.Г., Бутковская А.И. Теория метода становления поля в ближней зоне в горизонтально-неоднородной среде. Прикладная геофизика, 1974, выпуск 73, с. 132-143.
 97. Огильви А.А. Основы инженерной геофизики. М: Недра, 1990, 501 с.
 98. Пальшин Н.А., Алексанова Е.Д., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В. Опыт и перспективы использования магнитотеллурических зондирований в осадочных бассейнах. Тезисы VII Всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли. Иркутск, ИРНТУ, 2015.
 99. Персова М.Г., Соловейчик Ю.Г., Вагин Д.В., Симон Е.И., Шашкова Т.Г. О сравнении двух подходов к 3D-инверсии данных электромагнитных зондирований во временной области. Материалы Всероссийской школы-семинара имени М.Н. Бердичевского и Л.Л. Ваньяна по электромагнитным зондированиям Земли. Новосибирск, 2013.
 100. Петров А.А. Возможности метода становления электрического поля при поисках углеводородов в шельфовых зонах. Геофизика, 2000, № 5, с. 21-26.
 101. Петров А.А., Маловичко М.С., Кочеров А.Б., Лисицын Е.Д. Опыт применения электромагнитных зондирований при поисках углеводородов в транзитной зоне Каспийского моря. Геофизика, 2010, № 2, с. 60-64.
 102. Петровский А.А. Радио в горной разведке. Известия ИПГ, 1925, выпуск 1, с. 135-152.
 103. Поспеев А.В., Кожевников Н.О., Буддо И.В., Агафонов Ю.А. Выделение пластов-коллекторов в разрезе осадочного чехла юга Сибирской платформы по данным

- зондирования становлением электромагнитного поля в ближней зоне. Геофизика, 2010, № 6, с. 47-52.
- 104.Пушкарев П.Ю. Свидетельство № 2006610012 об официальной регистрации программы для ЭВМ EM1D. Роспатент, Москва, 10.01.2006.
- 105.Пушкарёв П.Ю., Белов С.В., Иванов П.В., Кошурников А.В., Парамонов А.А., Червинчук С.Ю., Шустов Н.Л. Комплексные геофизические исследования при поиске подземных вод в районе Истмия (Греция). Тезисы докладов IV Международной научно-практической конференции «Инженерная и рудная геофизика - 2008». Геленджик, 25-30 апреля 2008.
- 106.Пушкарёв П.Ю., Кошурников А.В., Шустов Н.Л., Силёва Д.С. Применение электромагнитных методов при изысканиях под строительство железнодорожных тоннелей в провинции Куэнка (Испания). Тезисы докладов III Международной научно-практической конференции «Инженерная и рудная геофизика - 2007». Геленджик, 23-27 апреля 2007. с. 61-63.
- 107.Пушкарев П.Ю., Куликов В.А., Мойланен Е.В. Опыты по трёхмерной инверсии магнитотеллурических данных. Тезисы докладов VI Международной научно-практической конференции «Инженерная и рудная геофизика - 2010». Геленджик, 26-30 апреля 2010.
- 108.Пушкарев П.Ю., Куприянов И.С. Программное обеспечение FARADAY для интерпретации данных электромагнитных зондирований. Материалы IV Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли. Москва, ЦГЭМИ ИФЗ РАН, 2009. с. 103-104.
- 109.Пушкарев П.Ю., Татарова Е.Н. О возможностях двумерной инверсии магнитотеллурических данных. Тезисы Первой Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли. Москва, МАКС Пресс, 2003. с. 26.
- 110.Пушкарев П.Ю., Хмелевской В.К., Бойченко Д.А., Голубцова Н.С., Иванова К.А., Слепых К.С., Хуторской М.Д. Магнитотеллурические исследования геотермальных ресурсов. Геофизика, 2014, № 4, с. 2-7.
- 111.Пушкарёв П.Ю., Шустов Н.Л., Силёва Д.С., Спичак В.В., Хьялмар Эстейнсон. Глубинное строение геотермальной зоны Хенгил (Исландия) по данным магнитотеллурических зондирований. Тезисы докладов III Международной научно-практической конференции «Инженерная и рудная геофизика - 2007». Геленджик, 23-27 апреля 2007. с. 57-59.

112. Пушкарев П.Ю., Яковлев А.Г., Яковлев А.Д. Программа решения прямой и обратной одномерной задачи метода частотных зондирований. Москва, 1999, 12 с. Деп. в ВИНТИ 22.01.99, № 199-В99.
113. Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. Л: Недра, 1968.
114. Рокитянский И.И. Некоторые оценки электропроводности и температуры верхней мантии по магнитовариационным данным. Доклады АН СССР, 1971, т. 198, № 2, с. 337-340.
115. Рокитянский И.И., Кулик С.Н., Рокитянская Д.А. Ладожская аномалия электропроводности. Геофизический журнал, 1981, № 3, с. 97-99.
116. Рокитянский И.И., Логвинов И.М., Лугинина Н.А. МВ профилирование на Украинском щите. Физика Земли, 1969, № 3, с. 100-111.
117. Романюк Т.В., Муни В.Д., Блэкли Р.Дж. Плотностная модель Каскадной субдукционной зоны. Физика Земли, 2001, № 8, с. 3-22.
118. Романюк Т.В., Муни В.Д., Блэкли Р.Дж. Тектоно-геофизическая модель Каскадной субдукционной зоны Северной Америки. Геотектоника, 2001, № 3, с. 88-110.
119. Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М: Научный мир, 2011, 24 с.
120. Рыбин А.К., Пушкарев П.Ю., Паленов А.Ю., Иванова К.А., Мансуров А.Н., Матюков В.Е. Новые геофизические данные о глубинной структуре межгорных впадин Тянь-Шаня. Вестник МГУ, серия 4 «Геология», 2015, № 1, с. 63-69.
121. Рыхлинский Н.И., Бубнов В.П., Кашик А.С. Дифференциально-нормированный метод электроразведки для обнаружения и оконтуривания залежей углеводородов. М: ВНИИОЭНГ, 1991, 20 с.
122. Светов Б.С. Теория, методика и интерпретация материалов низкочастотной индуктивной электроразведки. М: Недра, 1973, 256 с.
123. Сейфуллин Р.С., Портнягин Н.Э., Изотова О.В. Геоэлектрическая модель залежей углеводородов Западной Украины. Советская геология, 1986, № 3, с. 22-28.
124. Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурического зондирования. М: Недра, 1985, 133 с.
125. Сидоров В.А. Импульсная индуктивная электроразведка. М: Недра, 1985, 192 с.
126. Слепых К.С., Голубцова Н.С., Пушкарев П.Ю. Карта суммарной электрической проводимости земной коры Северной Евразии. Материалы XX Всероссийской конференции с международным участием «Глубинное строение, минерагения,

- современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов». Воронеж, 25-30 сентября 2016.
127. Соколова Е.Ю., Голубцова Н.С., Ковтун А.А., Куликов В.А., Лозовский И.Н., Пушкарев П.Ю., Рокитянский И.И., Таран Я.В., Яковлев А.Г. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности. *Геофизика*, 2016а, № 1, с. 48-61.
128. Соколова Е.Ю., Израиль М., Голубцова Н.С., Пушкарев П.Ю., Егорова Т.А. Глубинные геоэлектрические исследования Гарвальских Гималаев (Индия). Тезисы докладов научной конференции «Ломоносовские чтения» (секция Геология). Москва, МГУ, 2015.
129. Соколова Е.Ю., Израиль М., Гупта П., Кошурников А.В., Смирнов М.Ю., Череватова М.В. Коровая электропроводность зоны индийской континентальной субдукции: новые материалы по профилю в Гарвальских Гималаях. *Физика Земли*, 2016b, № 2, с. 127-147.
130. Спичак В.В. Магнитотеллурические поля в трехмерных моделях геоэлектрики. М.: Научный мир, 1999, 204 с.
131. Спичак В.В. Трехмерная статистическая инверсия электромагнитных данных. Сборник лекций - Тр. I-ой Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли (под ред. Спичака В.В.). М.: ОИФЗ, 2003а, с. 70-82.
132. Спичак В.В. Нейросетевая инверсия электромагнитных данных. Сборник лекций - Тр. I-ой Всероссийской школы-семинара по электромагнитным зондированиям Земли (под ред. Спичака В.В.). М.: ОИФЗ, 2003b, с. 107-115.
133. Сочельников В.В. Основы теории естественного электромагнитного поля в море. Л.: Гидрометеиздат, 1979, 216 с.
134. Тархов А.Г. Основы геофизической разведки методом радиокип. М: Госгеолтехиздат, 1961, 215 с.
135. Титлинов В.С. Индукционное электромагнитное зондирование при поисках рудных месторождений. Методические рекомендации. Свердловск: 1979, 132 с.
136. Тихонов А.Н. О становлении электрического тока в однородном проводящем полупространстве. *Известия АН СССР, серия «география и геофизика»*, 1946, т. 10, № 3, с 213-231.
137. Тихонов А.Н. Об определении электрических характеристик глубоких слоев земной коры. *Доклады АН СССР*, 1950, т. 73, № 2, с. 295-297.
138. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач (2-е издание). М: Наука, 1979, 284 с.

139. Тихонов А.Н., Дмитриев В.И. Влияние поверхностных неоднородностей на глубинное магнитотеллурическое зондирование. Сборник работ ВЦ МГУ «Вычислительные методы и программирование», 1969, выпуск 13, с. 237-242.
140. Тихонов А.Н., Шахсуваров Д.Н. Метод расчета электромагнитных полей, возбуждаемых переменным током в слоистых средах. Известия АН СССР, серия геофизическая, 1956, № 3, с. 251-254.
141. Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Вольхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня. Физика Земли, 1997, № 1, с. 3–20.
142. Тригубович Г.М. Инновационные поисково-оценочные технологии электроразведки становлением поля воздушного и наземного базирования. Разведка и охрана недр, 2007, № 8, с. 80-87.
143. Трофимов И.Л., Фонарев Г.А. Некоторые результаты глубинных магнитотеллурических зондирований в Северном Ледовитом океане. Физика Земли, 1974, № 4, с. 89-92.
144. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М: КДУ, 2005, 560 с.
145. Хмелевской В.К. Электроразведка. М: Изд-во МГУ, 1984, 422 с.
146. Хмелевской В.К., Петрухин Б.П., Пушкарев П.Ю. Магнитотеллурика и радиоволновые интерференционные зондирования. Физика Земли, 2010, № 9, с. 11-14.
147. Хмелевской В.К., Яковлев А.Г., Модин И.Н., Пушкарев П.Ю., Казурова Н.Р. Комплексные электромагнитные исследования в Калужской области при проведении учебно-производственных геофизических практик. Вестник Московского Университета, Серия 4 (Геология), 1999, № 5, с. 64-68.
148. Шевцов А.Н. О некоторых способах нормировки и трансформации результатов электромагнитных зондирований. В сборнике «Глубинные геоэлектрические исследования с использованием промышленных линий электропередач». Апатиты: КНЦ РАН, 1990, с. 90-95.
149. Шейнманн С.М. Об установлении электромагнитных полей в земле. Прикладная геофизика, 1947, выпуск 3, с. 3-55.
150. Электрическое зондирование геологической среды. Часть 2. Интерпретация и практическое применение. Под ред. В.К. Хмелевского и В.А. Шевнина. М.: Изд-во МГУ, 1992, 200 с.
151. Электроразведка: справочник геофизика. Книга первая. Под ред. В.К. Хмелевского и В.М. Бондаренко. М: Недра, 1989, 438 с.

152. Якубовский Ю.В. Индуктивный метод электроразведки. М: Госгеолтехиздат, 1963, 211 с.
153. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Том 1. Морфология и теория магнитного поля Земли и его вариаций. Л: ЛГУ, 1964, 445 с.
154. Adam A. Relation of mantle conductivity to physical conditions in the asthenosphere. *Geophysical Surveys*, 1980, 4, p. 43-55.
155. Anderson W.L. Computer program. Numerical integration of related Hankel transforms of orders 0 and 1 by adaptive digital filtering. *Geophysics*, 1979, 4, p. 1287-1305.
156. Arora B.R., Mahashabde M.V. A transverse conductive structure in the northwest Himalaya. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1987, 45, p. 119-127.
157. Bahr K. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor, regional induction and local telluric distortion. *Zeitschrift fur Geophysik*, 1988, 62, p. 119-127.
158. Bahr K., Duba A. Is the asthenosphere electrically anisotropic? *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 178, p. 87-95.
159. Berdichevsky M.N., Dmitriev V.I. Magnetotellurics in the context of the theory of ill-posed problems. Tulsa, SEG, 2002, 215 p.
160. Berdichevsky M.N., Dmitriev V.I., Pozdnjakova E.E. On two-dimensional interpretation of magnetotelluric soundings. *Geophysical Journal International*, 1998, 133, p. 585-606.
161. Berdichevsky M., Fox L., Yakovlev A., Bubnov V., Kulikov V., Pushkarev P. Russian Oil and Gas Geoelectric Surveys. Abstracts of the 16th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. USA, Santa Fe, 2002. p. EM2-1.
162. Berdichevsky M.N., Pushkarev P.Yu. Are the crustal and mantle conductive zones isotropic or anisotropic? *Acta Geophysica*, 2006, 54, 4, pp. 333-342.
163. Berdichevsky M.N., Vanyan L.L., Dmitriev V.I. Methods used in the USSR to reduce near-surface inhomogeneity effects on deep magnetotelluric sounding. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 1989, 53, p. 194-206.
164. Bostick F.X. A simple almost exact method of MT analysis. Abstracts of the Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration. Utah, Snowbird, 1977.
165. Brewitt-Taylor C.R., Weaver J.T. On the finite difference solution of two-dimensional induction problems. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1976, 47, p. 375-396.
166. Bubnov V.P., Yakovlev A.G., Aleksanova E.D., Yakovlev D.V., Berdichevsky M.N., Pushkarev P.Yu. Regional magnetotelluric explorations in Russia. In "Methods in Geochemistry and Geophysics, 40: Electromagnetic sounding of the Earth's interior", edited by V.V. Spichak. Elsevier B.V., 2007, pp. 351-367.

167. Cagniard L. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 1953, 18, p. 605-635.
168. Caldwell T.G., Bibby H.M., Brown C. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 2004, 158, p.457-469.
169. Cantwell T. Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Ph.D. Thesis. MIT, Cambridge, USA, 1960.
170. Cole K.S., Cole R.H. Dispersion and absorption in dielectrics. *Journal of Chemical Physics*, 1941, 6, pp. 42-52.
171. Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 1987, 52, 3, p. 289-300.
172. Constable S.C., Orange A.S., Hoversten G.M., Morrison H.F. Marine magnetotellurics for petroleum exploration. Part I: A sea-floor equipment system. *Geophysics*, 1998, 63, 3, p. 816-825.
173. Cox C.S., Constable S.C., Chave A.D., Webb S.C. Controlled source electromagnetic sounding of the ocean lithosphere. *Nature*, 1986, 320, p. 52-54.
174. deGroot-Hedlin C., Constable S. Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 1990, 55, 12, p. 1613-1624.
175. Egbert G.D., Kelbert A. Computational Recipes for Electromagnetic Inverse Problems. *Geophysical Journal International*, 2012, 189, p. 251-267.
176. Eggers D.E. An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysics*, 1982, 47, p. 1204-1214.
177. Ernst T., Brasse H., Cerv V., Hoffman N., Jankowski J., Jozwiak W., Krutzmann A., Neska A., Palshin N., Pedersen L.B., Smirnov M., Sokolova E., Varentsov I.M. Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35, 15.
178. Fox L. Satellite synchronized 3-D magnetotelluric system. U.S. Patent 6,191,587, 2001.
179. Gamble T.D., Goubau W.M., Clarke J. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 1979, 44, p. 53-68.
180. Garcia X., Jones A.G. Atmospheric sources for audio-magnetotelluric (AMT) sounding. *Geophysics*, 2002, 67, p. 448-458.
181. Gianelli G., Manzella A., Puxeddu M. Crustal models of the geothermal areas of southern Tuscany (Italy). *Tectonophysics*, 1997, 281, p. 221-239.

182. Golubtsova N., Pushkarev P., Slepikh K. Creation of crustal conductivity anomaly map of Northern Eurasia. Abstracts of the 12th Scientific Assembly of the International Association of Geomagnetism and Aeronomy. Mexico, Merida, 2013, p. 109.
183. Grayver A., Streich R., Ritter O. 3D inversion and resolution analysis of land-based CSEM data from the Ketzin storage formation. *Geophysics*, 2014, 79, 2, p. E101-E114.
184. Gribenko A., Zhdanov M.S. Rigorous 3D inversion of marine CSEM data based on integral equation method. *Geophysics*, 2007, 72, 2, p. WA73-WA84.
185. Groom R.W., Bailey R.C. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94, p. 1913-1925.
186. Guterch A., Grad M., Thybo H., Keller G.R. & POLONAISE WG. POLONAISE'97 — an international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. *Tectonophysics*, 1999, 314, p. 101-121.
187. Haber E., Oldenburg D.W., Shekhtman R. Inversion of time domain three-dimensional electromagnetic data. *Geophysical Journal International*, 2007, 171, p. 550-564.
188. Hobbs B.A. Terminology and symbols for use in studies of electromagnetic induction in the Earth. *Surveys in Geophysics*, 1992, 13, p. 489-515.
189. Hohmann G.W. Three-dimensional induced polarization and electromagnetic modeling. *Geophysics*, 1975, 40, p. 309-324.
190. Jankowski J. Short-period variations of the Earth's magnetic field on the territory of Poland and their relation to deep substratum structure. *Acta Geophysica Polonica*, 1965, 13(2), p. 85-105.
191. Jankowski J., Ernst T., Jozwiak W. Effect of the near-surface layer on the geomagnetic induction arrows: an example from the East European platform. *Acta Geophysica Polonica*, 2004, 52(3), p. 349-361.
192. Jankowski J., Tarlowski Z., Praus O., Pecova J., Petr V. The results of deep geomagnetic soundings in the west Carpathians. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1985, 80, p. 561-574.
193. Jones A.G. The COPROD2 dataset: tectonic setting, recorded MT data, and comparison of models. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 1993, 45, p. 933-955.
194. Jones F.W., Pascoe L.J. A general computer program to determine the perturbation of alternating electric currents in a two-dimensional model. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1971, 24, p. 3-30.
195. Jupp D.L.B., Vozoff K. Two-dimensional magnetotelluric inversion. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1977, 50, p. 333-352.

196. Kaufman A.A. Reduction of the geological noise in magnetotelluric soundings. *Geoexploration*, 1988, 25, p. 145-161.
197. Key K., Constable S., Liu L., Pommier A. Electrical image of passive mantle upwelling beneath the northern East Pacific Rise. *Nature*, 2013, 495, p. 499-502.
198. Kuvshinov A., Semenov A. Global 3-D imaging of mantle electrical conductivity based on inversion of observatory C-responses - I. An approach and its verification. *Geophysical Journal International*, 2012, 189, p. 1335-1352.
199. Larsen J.C. Removal of local surface conductivity effect from low frequency mantle response curves. *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica*, 1977, 12, p. 183-186.
200. Leaver S.D., Mooney W.D., Kohler W.M. A seismic refraction study of the Oregon Cascades. *Journal of Geophysical Research*, 1984, 89, pp. 3121-3134.
201. Lo B., Legault J., Kuzmin P., Fisk K. Advances in airborne EM: introducing ZTEM. *Proceedings of the 11th SAGA Biennial Technical Meeting and Exhibition*. Swaziland, 2008.
202. Mackie R.L., Madden T.R. Three-dimensional magnetotelluric inversion using conjugate gradients. *Geophysical Journal International*, 1993, 115, p. 215-229.
203. Mackie R.L., Madden T.R., Wannamaker P.E. Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations - theory and comparison to integral equation solutions. *Geophysics*, 1993, 58, p. 215-226.
204. Manzella A., Spichak V., Pushkarev P., Sileva D., Oskooi B., Ruggieri G., Sizov Yu. Deep fluid circulation in the Travale geothermal area and its relation with tectonic structure investigated by a magnetotelluric survey. *Proceedings of the 31st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University, Stanford, California, January 30 - February 1, 2006. SGP-TR-179.
205. Marianiuk J. Photoelectric converter for recording the geomagnetic field elements: construction and principle of operation. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*, 1977, C-4(114), p. 57-73.
206. McNeill J.D. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. *Geonics Limited, Technical note TN-6*, 1980, 15 p.
207. Moorkamp M., Heincke B., Jegen M., Roberts A.W., Hobbs R.W. A framework for 3-D joint inversion of MT, gravity and seismic refraction data. *Geophysical Journal International*, 2011, 184, 1, p. 477-493.
208. Mukhopadhyay S., Sharma J. Crustal scale detachment in the Himalayas: a reappraisal. *Geophysical Journal International*, 2010, 183, p. 850-860.
209. Munos G. Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in Geophysics*, 2014, 35, p. 101-122.

210. Naganjaneyulu K., Santosh M. The Cambrian collisional suture of Gondwana in southern India: a geophysical appraisal. *Journal of Geodynamics*, 2010, 50, p. 256-267.
211. Newman G.A., Commer M. New advances in three-dimensional transient electromagnetic inversion. *Geophysical Journal International*, 2005, 160, p. 5-32.
212. Niblett E.R., Sayn-Wittgenstein C. Variation of electrical conductivity with depth by the magnetotelluric method. *Geophysics*, 1960, 25, p. 998-1008.
213. Pankratov O.V., Geraskin A.I. On processing of controlled source electromagnetic (CSEM) data. *Acta Geologica*, 2010, 8, 1, p. 31-49.
214. Parkinson W.D. Direction of rapid geomagnetic fluctuation. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1959, 2, p. 1-14.
215. Pellerin L., Hohmann G.W. Transient electromagnetic inversion: a remedy for magnetotelluric static shift. *Geophysics*, 1990, 55, 9, p. 1242-1250.
216. Pharaoh T.C. Paleozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 1999, 314, p. 17-41.
217. Pridmore D.F., Hohmann G.W., Ward S.H., Still W.R. An investigation of finite-element modeling for electrical and electromagnetic data in three dimensions. *Geophysics*, 1981, 46, p. 1009-1024.
218. Pushkarev P.Yu., Ernst T., Jankowski J., Jozwiak W., Lewandowski M., Nowozynski K., Semenov V.Yu. Deep resistivity structure of the Trans-European suture zone in Central Poland. *Geophysical Journal International*, 2007, 169, pp. 926-940.
219. Pushkarev P., Ivanova K. Typical resistivity model of a geothermal zone and the estimation of efficiency of magnetotelluric data interpretation methods. *Abstracts of the 21st Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth*. Australia, Darwin, 2012.
220. Püthe C., Kuvshinov A. Mapping 3-D mantle electrical conductivity from space: a new 3-D inversion scheme based on analysis of matrix Q-responses. *Geophysical Journal International*, 2014, 197, p. 768-784.
221. Rikitake T. Notes on electromagnetic induction within the Earth. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 1948, 24, p. 1-9.
222. Rodi W., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 2001, 66, p. 174-187.
223. Rodi W.L., Swanger H.J., Minster J.B. ESP/MT: An interactive system for two-dimensional magnetotelluric interpretation (Abstract). *Geophysics*, 1984, 46, p. 611.
224. Rokityanskiy I.I., Amirov V.K., Kulik S.N., Logvinov I.M. The electrical conductivity anomaly in the Carpathians. *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica*, 1975, 10, p. 277-286.

- 225.Schlumberger A.G. The Schlumberger adventure. New York, ARCO Publishing Inc., 1982, 152 p.
- 226.Schlumberger M. The application of telluric currents to surface prospecting. American Geophysical Union Transactions, 1939, 20, p. 271-277.
- 227.Schmucker U. Regional induction studies: a review of methods and results. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1973, 7, p. 365-378.
- 228.Schuster A., Lamb H. The diurnal variation of terrestrial magnetism. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 1889, A-180, p. 467-518.
- 229.Semenov V.Yu. Regional Conductivity Structures of the Earth's Mantle. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 1998, C-65, 122 p.
- 230.Semenov V.Yu., Jankowski J., Ernst T., Jozwiak W., Pawliszyn J., Lewandowski M. Electromagnetic soundings across the Holy Cross Mountains. Acta Geophysica Polonica, 1998, 46(2), p. 171-187.
- 231.Semenov V., Pek J., Adam A., Jozwiak W., Ladanivskyy B., Logvinov I., Pushkarev P., Vozar J. Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. Acta Geophysica, 2008, 56, 4, p. 957-981.
- 232.Sims W.E., Bostick F.X. Methods of magnetotelluric analysis. Technical Report 58, Electrical Engineering Research Laboratory, University of Texas, Austin, 1967.
- 233.Siripunvaraporn W., Egbert G. An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. Geophysics, 2000, 65, 3, p. 791-803.
- 234.Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 2005a, 150, p. 3-14.
- 235.Siripunvaraporn W., Egbert G., Uyeshima M. Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: synthetic examples. Geophysical Journal International, 2005b, 160, p. 804-814.
- 236.Smith R. Electromagnetic induction methods in mining geophysics from 2008 to 2012. Surveys in Geophysics, 2014, 35, p. 123-156.
- 237.Smith J.T., Booker J.R. Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data. Journal of Geophysical Research, 1991, 96, p. 3905-3922.
- 238.Sokolova E., Berdichevsky M., Varentsov Iv., Rybin A., Baglaenko N., Batalev V., Golubtsova N., Matukov V., Pushkarev P. Advanced methods for joint MT/MV profile studies of active orogens: the experience from the central Tien Shan. Protokoll uber das 22 Kolloquium "Elektromagnetische Tiefenforschung", Decin/Czech Republic, 1-5.10.2007, ISSN 0946-7467, pp. 132-141.

- 239.Sroda S., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedus E., Vozar J. & CELEBRATION 2000 WG. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: seismic models and geological implications. *Geophysical Journal International*, 2006, 167(2), p. 737-760.
- 240.Strangway D.W., Swift C.M., Holmer R.C. The application of audio frequency magnetotellurics (AMT) to mineral exploration. *Geophysics*, 1973, 38, p. 1159-1175.
- 241.Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Ph.D. Thesis. MIT, Cambridge, USA, 1967.
- 242.Tezkan B., Saraev A. A new broadband radiomagnetotelluric instrument: applications to near surface investigations. *Near Surface Geophysics*, 2008, p. 245-252.
- 243.Titov K., Komarov V., Tarasov V., Levitski A. Theoretical and experimental study of time-domain induced polarization in water saturated sands. *Journal of Applied Geophysics*, 2002, 50/4, p. 417-433.
- 244.Torres-Verdin C., Bostick F.X. Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: Electromagnetic array profiling (EMAP). *Geophysics*, 1992, 57, 4, p. 603-622.
- 245.Trehu A.M., Asudeh I., Brocher T.M., Luetgert J.H., Mooney W.D., Nabelek J.L., Nakamura Y. Crustal architecture of the Cascadia forearc. *Science*, 1994, 265, pp. 237-243.
- 246.Varentsov Iv.M. 2D synthetic data sets (COPROD-2S) to study MT inversion techniques. Abstracts of the 14th Workshop on EM Induction in the Earth. Romania, Sinaia, 1998.
- 247.Varga M., Novák A., Szarka L. Application of tensorial electrical resistivity mapping to archaeological prospection. *Near Surface Geophysics*, 2008, p. 39-47.
- 248.Vasseur G., Weidelt P. Bimodal electromagnetic induction in non-uniform thin sheets with application to the northern Pyrenean induction anomaly. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1977, 50, p. 669-690.
- 249.Wang T., Oristaglio M., Tripp A., Hohmann G. Inversion of diffusive transient electromagnetic data by a conjugate-gradient method. *Radio Science*, 1994, 29, 4, p. 1143-1156.
- 250.Wannamaker P.E., Booker J.R., Filloux J.H., Jones A.G., Jiracek G.R., Chave A.D., Tarits P., Waff H.S., Egbert G.D., Young C.T., Stodt J.A., Martinez M., Law L.K., Yukutake T., Segawa J.S., White A., Green A.W. Magnetotelluric observations across the Juan de Fuca subduction system in the EMSLAB project. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94, B10, pp. 14,111-14,125.

251. Wannamaker P.E., Booker J.R., Jones A.G., Chave A.D., Filloux J.H., Waff H.S., Law L.K. Resistivity cross-section through the Juan de Fuca subduction system and its tectonic implication. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94, B10, p. 14127-14144.
252. Wannamaker P.E., Hohmann G.W., Ward S.H. Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered Earth. *Geophysics*, 1984, 49, 9, p. 1517-1533.
253. Wannamaker P.E., Stodt J.A., Rijo L. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1987, 88, p. 277-296.
254. Weaver C.S., Michaelson C.A. Seismicity and volcanism in the Pacific Northwest: Evidence for the segmentation of the Juan de Fuca plate. *Geophysical Research Letters*, 1985, 12, pp. 215-218.
255. Weckmann U. Making and Breaking of a Continent: Following the Scent of Geodynamic Imprints on the African Continent Using Electromagnetics. *Surveys in Geophysics*, 2012, 33, 1, p. 107-134.
256. Weidelt P. The inverse problem of geomagnetic induction. *Zeitschrift für Geophysik*, 1972, 38, p. 257-289.
257. Weitemeyer K., Gao G., Constable S., Alumbaugh D. The practical application of 2D inversion to marine controlled-source electromagnetic data. *Geophysics*, 2010, 75, 6, p. F199-F211.
258. Weitemeyer K., Gaswami B., Attias E., Sinha M., Jegen M., Minshull T., Brendt C., Westbrook G. Marine controlled source electromagnetic surveys to map gas hydrates off of Norway. *Proceedings of the 8th International Marine Electromagnetics Conference MARELEC 2013, Hamburg, 2013.*
259. Wiese H. Geomagnetische tiefentellurik, Teil 2, Die streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen variationen. *Geofisica Pura e Applicata*, 1962, 52, p. 83-103.
260. Yavich N., Pushkarev P., Zhdanov M.S. Application of a finite-difference solver with a contraction preconditioner to 3D EM modeling in mineral exploration. *Abstracts of the EAGE First Conference on Geophysics for Mineral Exploration and Mining, Barcelona, 2016. Mo MIN P12.*
261. Yin Y., Unsworth M., Linddel M., Pana D., Craven J.A. Electrical resistivity of Gear Slave Lake shear zone, northwest Canada: implication for tectonic history. *Geophysical Journal International*, 2014, 199, p. 178-199.
262. Zhdanov M.S. Geophysical inverse theory and regularization problems. *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 2002, 36, Elsevier, 628 p.

263. Zhdanov M.S., Cox L., Rudd J. Paradigm change in 3D inversion of airborne EM surveys: case study for oil sands exploration near Fort McMurray, Alberta. *First Break*, 2013, 31, April, p. 45-49.
264. Zhdanov M.S., Smith R.B., Gribenko A., Cuma M., Green M. Three-dimensional inversion of large-scale EarthScope magnetotelluric data based on the integral equation method: Geoelectrical imaging of the Yellowstone conductive mantle plume. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38, L08307.
265. Zhdanov M.S., Velikhov E.P., Čuma M., Wilson G., Black N., Gribenko A. Exploring multiple 3D inversion scenarios for enhanced interpretation of marine CSEM data: an iterative migration analysis of the Shtokman gas field. *First Break*, 2010, 28, p. 95-101.
266. Zielhuis A., Nolet G. Deep seismic expression of an ancient plate boundary in Europe. *Science*, 1994, 265, p. 79-81.
267. Ziolkowski A. Developments in the transient electromagnetic method. *First Break*, 2007, 25, p. 99-106.
268. Zorin N., Epishkin D., Yakovlev A. A telluric method for natural field induced polarization studies. *Journal of Applied Geophysics*, 2016, 135, p. 486-494.